

ÍNDICE

1.- INTRODUCCIÓN	4
1.1.- SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y ENCUADRE GEOMORFOLÓGICO	4
1.2.- SITUACIÓN GEOLÓGICA	4
2.- ESTRATIGRAFÍA	7
2.1.- EL CICLO SEDIMENTARIO CADOMIENSE	7
2.2.- EL CICLO SEDIMENTARIO HERCINICO	8
2.2.1.- PRECARBONÍFERO (depósitos preorogénicos hercínicos).....	8
2.2.1.1.- Zona Asturoccidental-Leonesa (ZAOL).....	8
2.2.1.1.1.- Fm. Cándana	9
2.2.1.1.2.- Caliza de Vegadeo (4).....	9
2.2.1.1.3.- Serie de los Cabos (5)	10
2.2.1.1.4.- Pizarras de Luarca (Ordovícico medio: “Oretaniense”) (9).....	11
2.2.1.1.5.- Fm Agüeira (Ordovícico Superior) (10)	11
2.2.1.1.6.- Cuarcita de Vega (14)	12
2.2.1.1.7.- Silúrico indiferenciado (16)	12
2.2.1.1.8.- Devónico Inferior (17)	13
2.2.1.2.- Zona Centro Ibérica (ZCI)	13
2.2.1.2.1- Fm. Cándana Superior	13
2.2.1.2.1.1- Cuarcitas de Dradelo	13
2.2.1.2.1.2.- Micaesquistos con granate	14
2.2.1.2.2.- Serie de Transición (“Serie de Viana do Bolo”).....	15
2.2.1.2.2.1.- Gneises bandeados	16
2.2.1.2.2.2.- Capas de calizas, mármoles y dolomías.....	17
2.2.1.2.2.3.- Rocas calcosilicatadas. Boudines de gneises anfibólicos y anfibolitas.....	18
2.2.1.2.3.- Formación “Ollo de Sapo”.....	19
2.2.1.2.4.- Capas de Los Montes	19
2.2.1.2.5.- Cuarcita Armoricana	22
2.2.1.2.6.- Pizarras de Luarca.....	22
2.2.1.2.7- Formación Casaio	22
2.2.1.2.8.- Formación Rozadais.....	22
2.2.1.2.9.- Formación Losadilla	22
2.2.1.2.10.- Caliza de La Aquiana.....	22
2.2.1.2.11.- Ordovícico Superior indiferenciado.....	22
2.2.1.2.12.- Silúrico	23
2.2.1.2.12.1.- Silúrico indiferenciado	23
2.2.1.2.12.2.- Silúrico inferior	23
2.2.1.2.12.3.- Silúrico superior	23
2.2.1.3.- Zona de Galicia-Trás os Montes (ZGTM).....	23
2.2.1.3.1.- Formación Nogueira (18).....	23
2.2.1.3.2.- Formación Paraño (19)	23
2.2.2.- CARBONÍFERO (depósitos sinorogénicos hercínicos).....	23
2.3.- EL CICLO SEDIMENTARIO ALPINO	23
2.3.1.- LA SUCESIÓN SINOROGÉNICA TERCIARIA	23
2.3.1.1.- Cuenca del Duero.....	23
2.3.1.2.- Cuenca del Bierzo.....	23
2.4.- CUATERNARIO	23
3.- TECTÓNICA	23
3.1.- INTRODUCCIÓN	23
3.2.- DEFORMACIONES PREVARISCAS	24
3.3.- DEFORMACIÓN VARISCA	25

3.3.1.- PRIMERA FASE DE DEFORMACIÓN	26
3.3.2.- SEGUNDA FASE DE DEFORMACIÓN.....	30
3.3.3.- TERCERA FASE DE DEFORMACIÓN.....	34
3.3.4.- ESTRUCTURAS TARDÍAS	35
3.3.4.1.- Bandas de cizallas.....	35
3.3.4.2.- Crenulación subhorizontal	35
3.3.4.3.- Fracturas.....	36
3.3.4.3.1.- Falla de Chandoiro.....	36
3.4.- DEFORMACIÓN ALPINA	40
4.- METAMORFISMO	42
4.1.- METAMORFISMO REGIONAL.....	42
4.1.1.- ASOCIACIONES MINERALES Y ZONAS METAMÓRFICAS EN METAPELITAS	43
4.1.1.1.- Zona de la clorita	44
4.1.1.2.- Zona de la biotita	44
4.1.1.3.- Zona del granate.....	45
4.1.1.4.- Zona de la estaurolita.....	46
4.1.1.5.- Zona de la andalucita	47
4.1.1.6.- Zona de la sillimanita.....	48
4.1.1.7.- Zona de la sillimanita – feldespatos potásico.....	48
4.1.2.- ASOCIACIONES MINERALES EN ROCAS CALCOSILICATADAS	48
4.1.3.- ASOCIACIONES MINERALES EN ANFIBOLITAS	49
4.1.4.- RELACIONES ENTRE PORFIROBLASTOS Y RELACIONES ENTRE BLASTESIS – DEFORMACIÓN	49
4.2.- METAMORFISMO DE CONTACTO.....	52
4.2.1.- GRANITOIDES DE LA ZAOL.....	53
4.2.1.1.- Macizo de Ponferrada	53
4.2.1.2.- Macizo de Cadafresnas	53
4.2.2.- GRANITOIDES DE LA ZCI	54
4.2.2.1.- Macizo de A Veiga	54
4.2.2.2.- Macizo de La Rua	54
4.2.2.3.- Macizo de Bembibre-Villarino	54
4.3.- EVOLUCIÓN DEL METAMORFISMO	54
4.3.1.- METAMORFISMO SINCINEMÁTICO CON D1 (M1)	55
4.3.2.- METAMORFISMO SINCINEMÁTICO CON D2 (M2)	56
4.3.3.- METAMORFISMO SINCINEMÁTICO CON D3 (M3)	56
5.- MAGMATISMO	57
5.1.- INTRODUCCIÓN	57
5.2.- MAGMATISMO PREVARISCO.....	57
5.2.1.- EL “OLLO DE SAPO”.....	57
2.2.1.2.4.1.- Ortogneis glandular.....	58
2.2.1.2.4.2.-Ignimbritas soldadas.....	62
2.2.1.2.4.3.- Tuffs de grano grueso.....	65
2.2.1.2.4.4.- Complejo volcanosedimentario.....	66
5.2.2.- ORTOGNEISES TIPO COVELO.....	66
5.2.3.- VULCANITAS DE LAS PIZARRAS DE LUARCA.....	69
5.3.-MAGMATISMO VARISCO.....	69
5.3.1.- GRANITOIDES PRECOCES	69
5.3.1.1.- Macizo de Ribadelago	69
5.3.1.2.- Macizo de Quintana	75
5.3.1.3.- Macizo de Manzalvos-Castromil.....	78
5.3.2.- GRANITOIDES SINCINEMÁTICOS MESO-CATAZONALES	84
5.3.2.1.- Macizo de Hermisende-Padornelo.....	84
5.3.3.- GRANITOIDES SINCINEMÁTICOS EPI-MESAZONALES	93
5.3.3.1.- Macizo de Bembibre-Villarino	93

5.3.3.2.- Macizo de Santa Colomba	100
5.3.3.3.- Macizo de La Gudiña.....	101
5.3.3.4.- Macizo de La Canda	107
5.3.3.5.- Macizo de Quintela.....	110
5.3.3.6.- Macizo de Penouta.....	112
5.3.4.- GRANITOIDES TARDÍOS EPIZONALES DE LA ZCL.....	115
5.3.4.1.- Macizo de Seoane	115
5.3.4.2.- Macizo de Castelo.....	118
5.3.4.3.- Macizo de Veiga.....	120
5.3.4.4.- Macizo de Pradorramisquedo	126
5.3.4.5.- Macizo de Ladiaro	129
5.3.4.6.- Macizo de La Rua	132
5.3.5.- GRANITOIDES TARDÍOS EPIZONALES DE LA ZAOL	135
5.3.5.1.- Macizo de Ponferrada	135
5.3.5.2.- Macizo de Cadafresnas	139
5.4.- ROCAS FILONIANAS	144
5.4.1.- DIQUES DE CUARZO.....	144
5.4.2.- DIQUES DE PÓRFIDOS.....	144
5.4.3.- DIQUES DE DIABASAS	144
5.5.- GEOQUÍMICA.....	145
6.- HISTORIA GEOLÓGICA.....	145
7.- GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	145
7.1.- MINERÍA Y YACIMIENTOS	145
7.2.- CANTERAS	145
7.3.- HIDROGEOLOGÍA	145
8.- BIBLIOGRAFÍA.....	145

1.- INTRODUCCIÓN

1.1.- SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y ENCUADRE GEOMORFOLÓGICO

La Hoja de Ponferrada (18;3-3) del M.T.N. a escala 1:200.000 que configura la presente Hoja, se enclava en el NO de la Península Ibérica, abarcando parte de las provincias de León, Zamora, Orense y Lugo. En la figura 1.1 quedan representadas las 16 hojas, a escala 1:50.000, que componen esta Hoja. En el capítulo de Bibliografía están referidas todas las Hoja MAGNA.

157 (9-9) OENCIA	158 (10-9) PONFERRADA	159 (11-9) BEMBIBRE	160 (12-9) BENAVIDES
190 (9-10) EL BARCO DE VALDEORRAS	191 (10-10) SILVAN	192 (11-10) LUCILLO	193 (12-10) ASTORGA
228 (9-11) VIANA DEL BOLLO	229 (10-11) LA BAÑA	230 (11-11) CASTROCONTRIGO	231 (12-11) LA BAÑEZA
266 (9-12) LA GUDIÑA	267 (10-12) PUEBLA DE SANABRIA	268 (11-12) MOLEZUELAS DE LA CARBALLEDA	269 (12-12) ARRABALDE

Figura 1.1.- Esquema de las 16 Hojas MAGNA a escala 1:50.000 que componen el Mapa Geológico a escala 1:200.000 de Ponferrada(18).

Fisiográficamente puede ser dividida en dos grandes ámbitos, por una parte se encuentran las zonas montañosas de los Montes de León, los Ancares, la Sierra del Caurel y Sanabria y por otra las llanuras de las cuencas del Bierzo y del Duero. Estos dos grandes ámbitos corresponden con las dos grandes divisiones de los materiales, así los primeros corresponden a los materiales paleozoicos, mientras que las segundas corresponden a las cuencas cenozoicas.

El relieve es muy abrupto, alcanzándose cotas cercanas o superiores a los 2000 metros, siendo las alturas máximas la del Teleno (2185 m) y Peña Trevinca (2124 m). Estas sierras tienen directrices variscas, con direcciones E-O y NO-SE. Para la cuencas del Duero, tiene una cota media en torno a los 800 metros, con las comarcas de la Maragatería y Tierra del Pan. En la cuenca del Bierzo, se encuentra más baja que la anterior, con cotas de 600 a 700 metros.

Hidrográficamente, la hoja pertenece a dos grandes cuencas hidrográficas, la zona Noroccidental pertenece a la cuenca del río Sil, que abarca toda la cuenca del Bierzo, mientras que las zonas Sur y Este drenan hacia el río Duero a través de los afluentes Orbigo y Tera.

1.2.- SITUACIÓN GEOLÓGICA

La mitad Oeste de la Península Ibérica es uno de los afloramientos de la Cadena Varisca, o cinturón Hercínico Europeo, de mayor extensión, que permite observar un corte perpendicular a la estructura de más de 800 km. El Macizo Ibérico representa el segmento más occidental de la cadena, el cual se forma durante la colisión de los continentes de Gondwana y Laurentia (MATTE, 1968; JULIVERT Y MARTÍNEZ, 1987), durante el Devónico Superior hasta el Carbonífero Superior (PÉREZ-ESTAÚN *et al.*, 1991).

Desde el punto de vista geológico, el Macizo Ibérico ha sido dividido en zonas por varios autores, en función de sus características estratigráficas, tectónicas, metamórficas y magmáticas. Fue LOTZE (1945) el primero que dividió la Cadena Varisca de la Península Ibérica en seis zonas: Cantábrica, Asturoccidental-Leonesa, Galaico-Castellana, Lusitano-Alcúdice, Ossa-Morena y Surportuguesa. Dentro de esta primera división, la zona de estudio se encuentra en la Zona Galaico-Castellana (Fig. 1.*).

Dentro del esquema de división en zonas propuesta por JULIVERT *et al.* (1972), el área de estudio se encuentra dentro de la Zona Centro Ibérica (ZCI), la cual agrupa a las Zonas Galaico-Castellana y Lusitano-Alcudense de LOTZE. Ambas zonas tienen una evolución paleogeográfica y tectónica muy semejante, siendo la principal diferencia el plutonismo sinorogénico y un mayor grado metamórfico en la Zona Galaico-Castellana con respecto a la Zona Lusitano-Alcudense.

FARIAS *et al.* (1987) y ARENAS *et al.* (1988) proponen una zona nueva, la Zona de Galicia-Tras-os-Montes (ZGTM), la cual había sido considerada como una subzona de la ZCI por RIBEIRO (1970, 1974). Esta zona se subdivide a su vez en dos dominios, el dominio esquistoso y el dominio de los complejos de rocas máficas y relacionadas (Fig. 1.*).

DÍEZ BALDA *et al.* (1990) dividen la ZCI en dos, en función de las características de los pliegues de la fase 1 Varisca. Así, se consideran un dominio de pliegues recumbentes al Noreste y otro dominio de pliegues verticales al Suroeste, por lo que la zona de estudio se encuentra en la primera subzona. Este límite, entre ambos dominios, coincide a grandes rasgos con el límite establecido por LOTZE (1945) para las Zonas Galaico-Castellana y Lusitano-Alcúdice (Fig. 1.*).

AZOR *et al.* (1992) establecen el Dominio del “Ollo de Sapo”, el cual coincide con el Dominio de los Pliegues Recumbentes de DÍEZ BALDA *et al.* (1990), que en su parte septentrional comprende el Antiforme del “Ollo de Sapo” definido por PARGA PONDAL *et al.* (1964). Los límites establecidos para este dominio en el NO de la Península Ibérica son: la falla de Vivero y su continuación por la falla de Morredero para su límite Norte, el límite Suroccidental son la falla de Valdoviño y el cabalgamiento basal del Dominio Esquistoso de la ZGTM.

Con estos trabajos se ha llegado a la actual división de la Cadena Varisca dentro de la Península Ibérica, la cual queda reflejada en la figura 1.*.

En su conjunto, estas rocas se encuentran afectadas por tres fases principales de deformación, de edad varisca, que presentan un desarrollo desigual en las dos grandes zonas en las que se puede dividir la zona de trabajo. Simultáneamente a la deformación, las rocas han estado sometidas a un proceso de metamorfismo regional y han sido

intruidas por los granitoides en distintos momentos a lo largo del desarrollo de la Orogenía.

2.- ESTRATIGRAFÍA

El sustrato rocoso de la que aflora en la Hoja de Ponferrada está compuesto por materiales comprendidos entre el Precámbrico (600-590 Ma) y el Cuaternario (< 2 Ma), faltando depósitos desde el Pérmico hasta el Jurásico (286 a 144 Ma).

Todos estos materiales pueden agruparse en tres ciclos sedimentarios mayores que aparecen separados o limitados por importantes eventos orogénicos que han tenido lugar al final de tres de las cuatro grandes eras geológicas: El Ciclo Cadomiense que se cierra a finales del Proterozoico (Precámbrico), el Hercínico, a finales del Paleozoico, y el Alpino, llega hasta nuestros días, a finales de la era Cenozoica. Los dos ciclos más recientes son los mejor conocidos, pudiendo separarse en cada uno de ellos ciclos menores correspondientes a las etapas de sedimentación preorogénica y sinorogénica.

La etapa preorogénica suele ser la más extensa temporalmente, se desarrolla entre dos procesos orogénicos y se caracteriza por importantes procesos distensivos que dan lugar a márgenes continentales pasivos. Sobre estos márgenes, se instalan plataformas continentales más o menos extensas y estables, en muchos casos de tipo carbonatado, en las que la sedimentación se mantiene bastante constante, tanto en la horizontal como en la vertical. La profundidad y subsidencia de estas plataformas están directamente controladas por el eustatismo y por el propio proceso distensivo.

La etapa sinorogénica ocupa un lapso temporal más restringido, aunque las elevadas tasas de sedimentación permiten el acúmulo de potentes cuñas de sedimentos en la cuenca de antepaís, que se sitúa por delante del orógeno en elevación. Debido a la inestabilidad de la cuenca de depósito, las facies sedimentarias cambian rápidamente, tanto en la horizontal como en la vertical; existiendo un predominio de las de tipo siliciclástico y dentro de estas son muy comunes las conglomeráticas. Las plataformas carbonatadas aparecen de forma más restringida, localizadas en aquellas zonas de la cuenca no afectadas por los aportes terrígenos que proceden del área emergida o en elevación.

De este modo y con la salvedad del Ciclo sedimentario Precámbrico estableceremos siempre a la hora de la descripción estratigráfica, una clara separación entre los periodos o etapas pre- y sinorogénicos.

2.1.- EL CICLO SEDIMENTARIO CADOMIENSE

El ciclo sedimentario precámbrico, aparece representado por una única unidad litoestratigráfica, conocida como Pizarras del Narcea o Formación Mora. Esta formación, aflora a lo largo de dos grandes y complejas estructuras anticlinales, denominadas Antiforme del Narcea y Domo de Lugo. Dentro de estas dos estructuras, en el marco de este estudio, afloran la rama sur del primero y la terminación meridional del segundo, constituida por el Anticlinal de Sarria.

La intensa deformación existente en los afloramientos de esta unidad litoestratigráfica no permite normalmente la realización de buenas observaciones de índole estratigráfico o sedimentológico, estimándose una potencia mínima para la misma de unos 2.000 m.

Litológicamente (Fig. II.1) es bastante monótona y está compuesta por lutitas y limolitas de verde a gris oscuro, que en ocasiones presentan intercalaciones milimétricas a centimétricas de areniscas de grano fino. Estas alternan con areniscas de grano medio a grueso, en algunas ocasiones microconglomeráticas. Las areniscas son feldespáticas o arcosas líticas (con fragmentos de rocas metamórficas, volcánicas, lutitas y chert).

Como estructuras sedimentarias se reconocen granoclasificaciones, superficies de reactivación, laminaciones de "ripples" de corriente, capas convolutadas, huellas de

carga, niveles deslizados, "flute cast", "crescent cast", etc., características de sucesiones turbidíticas, que se depositarían en zonas externas de abanicos submarinos.

El límite con la formación suprayacente, de carácter discordante, viene marcado por la existencia de una banda donde las Pizarras del Narcea presentan un color púrpura muy acusado (capas rubefactadas), atribuidas a una exposición subaréa.

Es común en diferentes sectores del Antiforme del Narcea la presencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas (porfiroides), intercaladas en la Pizarras del Narcea.

Esta sucesión se ha interpretado como depositada en las zonas externas de abanicos submarinos.

2.2.- EL CICLO SEDIMENTARIO HERCINICO

El Ciclo Sedimentario Hercínico abarca casi todo el Paleozoico, y presenta una etapa preorogénica que abarca desde el Precámbrico superior-Cámbrico hasta el Devónico superior y otra sinorogénica que abarca desde el Devónico superior-Carbonífero inferior hasta el Carbonífero Superior, siendo el Pérmico claramente postorogénico respecto a la Orogénesis Hercínica, apareciendo claramente ligado a los sedimentos de la parte baja de la sucesión mesozoica, y por lo tanto al Ciclo Sedimentario Alpino. Así pues puede considerarse que casi todos los sedimentos paleozoicos precarboníferos son preorogénicos y la mayor parte de los carboníferos sinorogénicos, por lo que así serán agrupados para su descripción estratigráfica.

2.2.1.- PRECARBONÍFERO (depósitos preorogénicos hercínicos)

La sucesión precarbonífera se ha depositado sobre una gran plataforma continental abierta hacia el O, en unas condiciones claramente preorogénicas. Sin embargo en una plataforma de estas características, y debido a la propia heterogeneidad del proceso distensivo que las genera, no presentan una geometría plana y uniformemente pendiente hacia su parte externa, sino que presentan una topografía relativamente accidentada, con altos y zonas deprimidas, en las que las condiciones de sedimentación varían, dando lugar a zonas paleogeográficas distintas. Estas diferencias se ven acentuadas durante el proceso orogénico que acerca y superpone estas áreas paleogeográficas, perdiéndose en muchos casos las zonas de tránsito entre estas y los accidentes tectónicos que las produjeron. En estas circunstancias la actual disposición de los sedimentos precarboníferos muestra zonas separadas por grandes estructuras cabalgantes, que presentan diferente estratigrafía a nivel de la sucesión precarbonífera. Dentro de cada unidad (o dominio) sin embargo dicha sucesión estratigráfica se mantiene bastante constante, como corresponde a su sedimentación en condiciones preorogénicas.

En este contexto pueden distinguirse una serie de zonas dentro del Macizo Hercínico del NO peninsular de las cuales dentro de la Hoja de Ponferrada se encuentran: La Zona de Galicia-Tras os Montes, la Zona Centroibérica y la Zona Asturoccidental-Leonesa.

En base a estas zonas se establecerá la descripción de la sucesión precarbonífera que se detalla a continuación.

2.2.1.1.- Zona Asturoccidental-Leonesa (ZAOL)

2.2.1.1.1.- Fm. Cándana

Esta formación se sitúa discordante sobre los materiales precámbricos, estando constituida por una potente sucesión detrítica, que comienza por un conglomerado, con algunos intervalos carbonatados concentrados en su parte baja y alta.

Los espesores de esta formación son muy variables, estando los máximos en las zonas más septentrionales entre 800 y 900 m.

Litológicamente se observa un tramo inferior de cuarcitas, a veces conglomeráticas, areniscas y pizarras, ordenadas en secuencia granodecreciente y con estratificación cruzada. Por encima un tramo de pizarras verdes con intercalaciones de areniscas y cuarcitas, así como niveles de dolomías y calizas, generalmente lenticulares, situados a diferente altura estratigráfica. El tramo superior es de cuarcitas, areniscas y pizarras ordenadas en secuencia granocrecientes, culminando la formación en una secuencia granodecreciente de pizarras y areniscas denominado "Capas de Transición"

Recientemente se ha interpretado la formación en términos de la progradación de un sistema deltaico de alta energía ("fan delta") desde el N-NE sobre una plataforma somera de baja energía con carbonatos de origen no determinable, en el que el miembro inferior representaría los primeros episodios de la progradación mientras que el miembro medio constituiría un episodio más avanzado, con depósitos de una llanura aluvial "braided" en los sectores proximales y depósitos fluviales intercalados con episodios marinos en las áreas marginales. El miembro superior marca el reinicio de la sedimentación marina bajo condiciones favorables para la vida.

Las Capas de Transición han proporcionado fauna abundante de trilobites y arqueociatos de edad Cámbrico inferior en la ZAOL, mientras que la parte alta del término detrítico grueso situado bajo ellas ha proporcionado icnofósiles atribuidos al Precámbrico. Se estima que el límite Precámbrico-Cámbrico se sitúa dentro de esta formación, estableciendo una edad Vendense para los tramos más bajos de la misma.

2.2.1.1.2.- Caliza de Vegadeo (4)

Esta formación fue definida por BARROIS (1882) con el nombre de Caliza de la Vega, en la región de Vegadeo. Posteriormente, WALTER (1963, 1966 y 1968) la denominó Caliza de Vegadeo.

Las Calizas de Vegadeo presentan un espesor que oscila entre los 130 y 150 m en el Dominio del Navia-Alto Sil, mientras que en el de Mondoñedo-Peñalba se han citado espesores de hasta 50 m.

Dentro de ella se han diferenciado tres miembros:

Miembro inferior. De alternancias de calizas con limolitas, pizarras, y hacia el techo, dolomías marrones. Son abundantes los arqueociatos. Corresponde a las Capas de Transición.

Miembro medio. Caracterizado por la ausencia de fauna y por la presencia de laminas algales que aparecen tanto en calizas grises como en dolomías marrones, estas a su vez alternando.

Miembro superior. Biomicrocristalinas, localmente de tonos rosados, con fragmentos de trilobites, equinodermos y braquiópodos. Pueden ser abundantes las intercalaciones pizarrosas. En diversos puntos han sido descritos la presencia de niveles vulcanosedimentarios.

Los sedimentos del miembro inferior han sido interpretados como depósitos de llanura mareal carbonatada. Mientras que miembro superior como depositados en un medio nerítico no demasiado profundo.

Respecto a la edad de la formación, ésta es Cámbrico inferior para los miembros inferior y medio y parte baja del Cámbrico medio para el miembro superior.

Esta formación fue definida por BARROIS (1882) con el nombre de Caliza de la Vega, en la región de Vegadeo. Posteriormente, WALTER (1963, 1966 y 1968) la denominó Caliza de Vegadeo.

2.2.1.1.3.- Serie de los Cabos (5)

La Serie de los Cabos fue definida por LOZTE (1958), estando constituida por una potente sucesión detrítica, compuesta por cuarcitas, areniscas y pizarras, que en su base presenta un término muy característico, lutitas verdes muy ricas en fósiles, mientras en la parte superior está constituida en casi su totalidad por cuarcitas. Otro hecho a destacar de la Serie de los Cabos es la presencia de rocas volcánicas en distintos niveles.

El mayor desarrollo de la serie de Los Cabos corresponde al dominio del Navia-Alto Sil, donde puede alcanzar los 4.000-4.500 m, (Tremadoc-Arenig), de acuerdo a los datos paleontológicos que obtienen BALDWIN (1978) en icnofósiles y de braquiópodos de VILLAS *et al.* (1995). El tramo final de cuarcitas masivas de esta serie, en general, se presenta bien individualizado y contienen icnofósiles del Arenig (cuarcita armoricana).

En el Dominio del Navia-Alto Sil se han separado tres miembros:

1. Miembro inferior. Constituido por cuarcitas principalmente.
2. Miembro medio. Alternancias de areniscas y pizarras.
3. Miembro superior. Principalmente cuarcítico (Cuarcita Armoricana). Hacia el oeste se desarrollan intercalaciones lutíticas que llegan a individualizar un horizonte culminante de cuarcitas.

Mientras que en el Dominio de Mondoñedo-Peñalba la sucesión es la siguiente:

1. Capas de Riotorto. Pizarras verdes y limolitas con trilobites.
2. Capas de Villamea. Alternancias de pizarras y limolitas con areniscas.
3. Capas inferiores del río Eo. Cuarcitas y areniscas en capas tabulares con laminación paralela, cruzada de bajo ángulo y de "ripples". Intercalaciones de pizarras.
4. Capas superiores del río Eo. Cuarcitas en capas tabulares con laminación paralela y cruzada tabular. Contienen icnofósiles clasificables, *Skolithos*, *Cruzianas*,...

Los espesores de la Serie de los Cabos están influenciados por el nivel que alcanza la erosión presilúrica, siendo difícil de evaluar debido a los accidentes tectónicos. En el Dominio del Navia-Alto Sil son máximos en el sector oriental (unos 5000 m), disminuyendo hacia el occidental (2500 m). En el Dominio de Mondoñedo-Peñalba los espesores son menores y varía desde 4500 m en el norte hasta 1300 m en el sur.

El medio sedimentario considerado en trabajos recientes para la Serie de los Cabos es el de una plataforma marina somera de baja energía sometida esporádicamente a eventos de alta energía provocados por tormentas que darían lugar al desarrollo y migración de barras (secuencias de somerización) sobre los sedimentos interbarra. Los niveles de *Skolithos* son interpretados como el registro de periodos de baja intensidad de sedimentación.

La Serie de los Cabos ha librado abundante fauna de trilobites del Cámbrico medio en los niveles basales (BALDWIN (1978). El resto de la sucesión solo han proporcionado algunos restos de equinodermos y braquiópodos y abundantes icnofósiles que indican que aproximadamente los últimos 1.500 m de esta Serie corresponden al Ordovícico Inferior (VILLAS *et al.*, 1995)

2.2.1.1.4.- Pizarras de Luarca (Ordovícico medio: “Oretaniense”) (9)

Por encima de la Serie de Los Cabos se encuentra una sucesión pizarrosa, conocida desde antiguo como “Pizarras de Luarca” (BARROIS, 1882). Presentan el aspecto general que esta formación tiene en todo el NO de la Península Ibérica, estando constituida por pizarras masivas de color negro, gris azulado, en las que es frecuente la presencia de pequeños cubos de pirita.

Los niveles de transición con la Serie de Los Cabos son, por lo general, poco importantes (0-30 m), y la única particularidad destacable es la presencia de niveles con hierros oolíticos, hacia la parte media de las pizarras, dentro del sinclinal de Castrillo del Monte (asociado a intercalaciones arenosas).

En general, las Pizarras de Luarca afloran en diferentes dominios estructurales y paleogeográficos del NO de España, donde siempre suceden a potentes unidades cuarcíticas del Ordovícico Inferior. Dentro de la Hoja, estos materiales afloran en dos grandes estructuras, que se pueden seguir de forma longitudinal a través de varias Hojas MAGNAS, con una dirección NO-SE, Sinclinorio de Vega de Espinareda y Sinclinal de Castrillo del Monte. Este último es la continuación del Sinclinal de Ancares-Sotelo.

Esta litología a sido ampliamente estudiada por un gran número de autores, en cuanto a su contenido faunístico, en especial a sus fósiles más característicos, los graptolitos.

GUTIÉRREZ-MARCO *et al.* (1999) realizan un estudio detallado de todo el Ordovícico Medio del NO peninsular, en especial de las pizarras de Luarca, donde encuentran una gran abundancia de localidades fosilíferas que han proporcionado abundantes graptolites, los cuales proporcionan una edad de Oretaniense (Ordovícico Medio).

2.2.1.1.5.- Fm Agüeira (Ordovícico Superior) (10)

Por encima de las pizarras de Luarca se sitúa una formación arenosa-pelítica, que presenta las características de una secuencia turbidítica (MARCOS, 1970; PÉREZ-ESTAÚN, 1978; PÉREZ-ESTAÚN y MARCOS, 1981).

Dentro del dominio del Navia-Alto Sil existe una variación en el espesor de esta formación de N a S, así en el Norte el espesor llega a ser de 1.500 m (Sinclinorio de Vega de Espinareda) mientras hacia el S, el espesor no supera los 300 metros (Sinclinal de Castrillo).

La base de esta formación es gradual y está compuesta por alternancias de lutitas y areniscas en proporciones variables, desde pizarras con finas laminaciones de areniscas a intervalos donde predominan las areniscas, también presenta tramos de pizarras negras homogéneas, semejantes a las pizarras de Luarca. Localmente se pueden individualizar uno o dos niveles de cuarcitas muy potentes (100 m) y lateralmente discontinuos.

En general, el contenido paleontológico de esta Formación es muy escaso, sin embargo se puede decir que la edad de esta Fm. para el dominio de Navia-Alto Sil es Caradoc superior-Ashgill inferior, de acuerdo con los datos proporcionados por trilobites y braquiópodos. Así PÉREZ-ESTAÚN (1978) cita como braquiópodos a *Svobodaina* sp., *Rafinesquina* sp. y *Aegiromena* sp.

2.2.1.1.6.- Cuarcita de Vega (14)

La Formación Agüeira culmina con un horizonte de cuarcitas blancas, con una potencia de 20-50 m y puede alcanzar los 200 m, denominado con anterioridad cuarcitas de Vega de Espinareda por MATTE (1968), o bien cuarcitas superiores de ALMELA y VALLE DE LERSUNDI (1963).

Estas cuarcitas presentan laminación paralela y cruzada, así como ripples. El tránsito desde la Fm. Agüeira a estas cuarcitas se realiza de forma gradual, mientras el contacto superior con las ampelitas Silúricas es muy neto.

Localmente se encuentran formadas por dos paquetes de cuarcitas blancas, en bancos de orden métrico, entre ambos paquetes se encuentran unos 5-10 metros de pizarras negras con niveles de areniscas y cuarcitas de carácter turbidítico, y restos de suelos ferralíticos en el techo de la cuarcita (SUÁREZ *et al.*, 1994).

2.2.1.1.7.- Silúrico indiferenciado (16)

El silúrico se sitúa, a escala cartográfica, de forma discordante sobre el resto de la sucesión estratigráfica, apoyándose directamente sobre la Caliza de la Aquiana, Pizarras de Luarca e incluso sobre la Serie de los Cabos .

En el Dominio de Mondoñedo-Peñalba el Silúrico está constituido por ampelitas y lutitas negras, a veces con Cloritoide con abundantes graptolitos en la base.

En el Dominio del Navia-Alto Sil la sucesión, de unos 700 m de espesor, muestra una secuencia granocreciente desde ampelitas, con abundantes graptolitos y ocasionalmente nódulos, a alternancias de ampelitas y niveles delgados de cuarcitas hacia la parte superior, dominando en el techo estas últimas.

Las faunas de graptolites van desde el Llandovery hasta el Prídoli, mientras que los trilobites de su parte media, indican una edad Wenlock.

Las diferencias estratigráficas que aparecen en la ZAOL, y entre esta y la ZCI desde el Cámbrico al Silúrico, vienen condicionadas por la existencia de importantes fallas sinsedimentarias (ARABURU, 1992, PEREZ ESTAUN *et al.*, 1992, MARTINEZ CATALAN *et al.*, 1992) que delimitan áreas paleogeográficas distintas. Dichas fallas, a las que se superponen posteriormente cabalgamientos (hacen que se superpongan y acerquen las distintas áreas) y la propia Falla de Vivero, provocan un basculamiento y compartimentación en bloques de la cuenca de sedimentación que se ve agudizado a partir del Caradoc. En esta época el dominio de Mondoñedo-Peñalba de la ZAOL es un área somera y en ocasiones emergida, en el que se instalaría una plataforma carbonatada (Calizas de la Aquiana, Fig. II.3), limitada por dos áreas relativamente más profundas al O (Sinclinorio de Truchas de la ZCI) y E (Dominio del Navia-Alto Sil de la ZAOL) en las que se depositarían respectivamente las Formaciones Casaio, Rozadais y Losadilla y su equivalente la Formación Agüeira. Los sedimentos silúricos estarían solo parcialmente afectados por estas fallas, recubriendo por igual y con unas características similares ambas zonas (Fig. II.5), aunque se apoyaran, al igual que las calizas de La Aquiana, de forma discordante en las proximidades del lugar en que los bloques quedaron emergidos y sujetos durante algún tiempo a erosión ("rollovers"). Este es pues uno de los ejemplos mejor conservados del proceso distensivo que dio lugar al margen pasivo o plataforma precarbonífera, y de como éste condicionó la sedimentación, en

virtud de la paleotopografía generada por las fracturas que se desarrollaron (ver introducción al Precarbonífero).

2.2.1.1.8.- Devónico Inferior (17)

2.2.1.2.- Zona Centro Ibérica (ZCI)

2.2.1.2.1- Fm. Cándana Superior

2.2.1.2.1.1- Cuarzitas de Dradelo

Estos materiales reciben el nombre de la pequeña localidad de Dradelo, que es donde mejor afloran y donde se encuentra el afloramiento de mayor extensión.

Estas cuarcitas son explotadas como rocas ornamentales, siendo fácil su extracción en placas relativamente delgadas a favor de la estratificación (So). Se caracterizan por presentar una serie de manchas de color rojizo con formas concéntricas, festoneadas.

En la columna litoestratigráfica estos materiales son los más bajos que afloran dentro de la Zona Centro Ibérica.

Estas cuarcitas se caracterizan por tener un color blanquecino, con tableado muy característico, que está marcado por una alternancia en capas de cuarcitas blancas en capas de grosor centimétrico a decimétrico y capas de micaesquistos de color oscuro (rojizo a pardo oscuro) en pasadas de espesor milimétrico a centimétrico, que suelen estar muy retrogradadas a moscovita, además se observa un bandeado milimétrico migmatítico estromático.

Dentro del área donde afloran estas rocas y hacia la parte más alta, en el cerro “Lombo de los Arados” (1420 m), existen capas de cuarcitas, donde el tamaño de grano es grueso y a veces tienen un carácter microconglomerático.

Es muy frecuente ver como los niveles de cuarcitas de tamaño de grano más fino tienen un moteado de color blanco, el cual corresponde a cristales de feldespato. Así cuando la roca se altera, el aspecto que presenta es el de una roca con bastante contenido en caolín.

Por último, otra característica de estos materiales, sobre todo en los niveles de micaesquistos, es la presencia de cristales aciculares, idiomorfos de turmalina, que suelen presentar una disposición al azar.

CARACTERIZACIÓN MICROSCÓPICA

Los minerales principales que componen esta roca son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Como minerales accesorios hay opacos, circón, granate, zoisita-clinozoisita, turmalina.

La textura que presentan estas rocas es granoblástica-poligonal, con desarrollo de textura en mosaico (foto 266-13B), marcada por los cristales de cuarzo y feldespato

potásico, los cuales tienen un tamaño de grano bastante homogéneo, a escala de lámina delgada tienen un tamaño medio de 250 a 300 μm . Pero de una lámina delgada a otra, el tamaño de grano es muy variable, en especial por lo que respecta al cuarzo, estos tienen formas irregulares, pero con límites entre los cristales rectos y presentan puntos triples de unión a 120° .

La roca tiene una fábrica, esquistosidad, marcada por la orientación de la biotita, dentro de una matriz de Qtz + Kfs + Pl. Hay muestras con grandes cristales de cuarzo que engloban a pequeños cristales de moscovita con formas tabulares y que marcan una fábrica.

Un detalle a tener en cuenta es que la composición de las rocas es variable y sobre todo en cuanto al contenido en los feldespatos (Kfs y Pl) en las rocas. Hay muestras donde el contenido en feldespato potásico es muy alto, incluso superior al del cuarzo. También se caracteriza por tener un alto porcentaje de zoisita y clinozoisita, con biotitas de tamaño pequeño.

Las placas de moscovita son de gran tamaño, con un marcado carácter tardío, son muy poiquiloblásticas y se disponen al azar.

Los minerales del grupo de la epidota (zoisita y clinozoisita) se presentan en cristales de hábito anhedral, con un relieve mayor que el cuarzo y el Kfs y con los típicos colores de interferencia de primer orden para la zoisita (azul a gris azulado) y de segundo orden para la clinozoisita (azul y amarillo).

Dentro de los minerales accesorios, el más representativo es el circón, tiene un tamaño medio de aproximadamente 100 μm y en general tienen formas redondeadas.

2.2.1.2.1.2.- Micaesquistos con granate

Inmediatamente encima de las cuarcitas de Dradelo, se encuentran unos micaesquistos caracterizados por presentar un moteado, el cual se debe a la presencia de abundantes cristales de granates (1-4 mm). Estos micaesquistos se encuentran formando una orla completa sobre las cuarcitas.

Además, este tipo de materiales se encuentra en otras posiciones dentro de la “Serie de Viana”, siendo algunas de ellas cartografiables y han sido representadas en el Mapa Geológico, por considerarlas de gran importancia, sobre todo para el estudio del metamorfismo.

Así, otro lugar donde afloran se encuentra esta litología es formando orlas parciales sobre el ortogneis de Covelo y su continuación por el ortogneis de Ramilo. Y por último, se encuentra otra tira al Este de Pías, en las laderas de la Sierra del Sistral, marcando el contacto entre los gneises de la “Serie de Viana do Bolo” y los gneises pertenecientes al “Ollo de Sapo”.

En general, tanto en campo como en muestra de mano, esta roca se caracteriza por tratarse de micaesquistos, con tonos rojizos a pardo oscuros, donde resalta la gran abundancia de cristales de granates con tamaños que varían entre 1 a 4 mm.

2.2.1.2.2.- Serie de Transición (“Serie de Viana do Bolo”)

Estos materiales afloran en el extremo occidental de la zona estudio, donde se encuentra la localidad de Viana do Bolo.

FERRAGNE (1972) identifica unas formaciones gneísicas precámbricas compuestas por unos paragneises denominados Serie de Viana del Bollo y por unos ortogneises glandulares llamados del macizo de Porto. Los paragneises de la Serie de Viana del Bollo los define como un complejo de paragneises migmatizados, donde se pueden observar cuarcitas, gneises con piroxeno y anfíbol, anfibolitas, calizas. Además esta serie ha sufrido una evolución policíclica, durante el curso de varios ciclos orogénicos distintos, donde se pueden diferenciar cuatro fases de deformación junto con otros cuatro episodios metamórficos.

La Serie de Viana fue denominada por MARTÍNEZ GARCÍA (1973) como Serie de Porto, aunque en dicha localidad afloran los gneises glandulares. En este trabajo se ha seguido la denominación de “**Serie de Viana do Bolo**”, por ser la denominación más utilizada, además de ser la localidad donde mejor aflora.

Por lo que respecta a la posición de esta serie, ha sido discutida por varios autores, así unos opinan que tiene una posición estratigráfica más baja que el “Ollo de Sapo” (MARTÍNEZ GARCÍA y CORRETGE, 1970; MARTÍNEZ GARCÍA, 1973), para otros por el contrario la colocan en una posición superior, por encima de la Formación “Ollo de Sapo” (MATTE, 1968; BARD *et al.*, 1972; RIBEIRO, 1974; GONZÁLEZ LODEIRO, 1980, 1981a y b, 1983).

GONZÁLEZ LODEIRO (1983) describe que en contacto con la Formación “Ollo de Sapo”, en las regiones de Viana do Bolo (Ourense), Hiendelaencina y Sistema Central Español y por último en Miranda do Douro (Portugal), se encuentra una serie constituida por cuarcitas y micacitas, en las que se encuentran intercalados niveles de calizas, rocas calcosilicatadas y gneises.

Pero tal vez la característica más importante de la “Serie de Viana do Bolo” se debe al grado metamórfico que presenta, encontrándose los materiales en facies de las anfibolitas, lo cual ha transformado de forma considerable las litologías originales y por lo tanto hace difícil su correlación con otros materiales semejantes.

Estos materiales se encuentran estructuralmente sobre las cuarcitas de Dradelo y micaesquistos con granate que orlan a estos últimos.

Los criterios utilizados para diferenciarlos de los gneises pertenecientes a la serie del “Ollo de Sapo” son principalmente tres características:

- a) presencia de capas de materiales carbonatados (calizas, mármoles y dolomías)
- b) boudines de cuarcitas anfibólicas y/o gneises anfibólicos
- c) capas de cuarcitas, en especial al techo de la serie

Además, a través de toda la serie gnéisica se pueden observar unas cuarcitas de color gris oscuro, algo azuladas, con un tamaño de grano medio y con espesores muy

variables, desde unos centímetros a varios metros. Estas cuarcitas han sido denominadas como cuarcitas feldespáticas blastomiloníticas (MARTÍNEZ GARCÍA, 1973).

Estos materiales se podrían correlacionar con las capas de transición del “Domo de Lugo” (CAPDEVILA, 1969; MARTÍNEZ CATALÁN, 1985).

2.2.1.2.2.1.- *Gneises bandeados*

A la hora de la descripción de estos materiales se ha seguido la ya clásica terminología establecida por MEHNERT (1968), ASHWORTH (1985) y MCLELLAN (1988) para rocas migmatíticas, según las cuales el leucosoma y el melanosoma se utilizan en un sentido no genético para describir las partes más claras y más oscuras de la roca, respectivamente, y el mesosoma para referirse a partes del complejo migmatítico que han experimentado una limitada o nula migmatización.

Los gneises se caracterizan por la estructuración en pares leucosoma-melanosoma (claro-oscuro) y pueden clasificarse como metatexíticos y diatexíticos.

Los **gneises metatexíticos** son, fundamentalmente, migmatitas estromáticas constituidas por tipos con proporción variable de leucosoma generado por bajas tasas de fusión parcial, es decir, la cantidad de fundido generado nunca llega a sobrepasar el 50%, situándose por debajo del porcentaje del fundido reológicamente crítico (RCMP) de ARCI (1978), por lo que conservan casi todas las estructuras y texturas previas a los procesos migmatíticos.

Las metatexitas están formadas por mesosoma y proporciones variables de leucosoma (componente cuarzofeldespático) o segregaciones leucocráticas. En general, los leucosomas están desprovistos de un borde rico en biotita u otros minerales máficos o melanosoma.

Petrográficamente, en las metatexitas el “mesosoma” presenta una textura esquistosa y está compuesto por biotita + plagioclasa + cuarzo ± sillimanita ± granate ± ilmenita ± circón.

La biotita forma lepidoblastos que definen la foliación S2 de la roca, que en ocasiones aparece reemplazada.

La plagioclasa forma cristales de hábito subhedral con inclusiones aciculares de sillimanita, relictos de fragmentos de granate y cuarzo goticular.

El cuarzo forma agregados y granos anhedrales.

El “melanosoma” ¿?????

Los “leucosomas”, o segregaciones leucocráticas de las metatexitas, poseen unas dimensiones muy variables, aunque en general, presentan una longitud entre 10 y 15 cm y una anchura entre 1 y 2 cm. Están compuestos por cuarzo + plagioclasa + feldespato potásico ± sillimanita ± granate ± biotita ± ilmenita ± circón.

El cuarzo

La plagioclasa

El Kfs

La sillimanita

El granate

La biotita

Los **gneises diatexíticos** son migmatitas producidas por moderadas y altas tasas de fusión parcial. La generación de más del 50 % de fundido excede el RCMP y origina la disrupción de las estructuras migmatíticas. Las diatexitas aparecen como láminas concordantes o formando bolsadas y diques cortando las estructuras migmatíticas de las metatexitas.

Estas diatexitas consisten en un componente granítico, en el que se destacan schlieren máficos que están constituyendo la foliación (S2) que presenta la roca, o bien enclaves surmicáceos, biotíticos que están más o menos alineados con la foliación. Cuando se excede el RCMP, los schlieren pueden llegar a aparecer desestructurados como resultado de la disrupción y redistribución del melanosoma. Los schlieren están formados por biotita y sillimanita, observándose reemplazamientos tardíos de estos minerales por grandes placas de moscovita.

Los constituyentes principales de la matriz de las diatexitas son plagioclasa + cuarzo + biotita + feldespato potásico ± sillimanita ± granate ± ilmenita ± apatito, dentro de la cual se distribuyen schlieren biotíticos y agregados poliminerales con granate + biotita + sillimanita + plagioclasa + cuarzo.

La plagioclasa de la matriz aparece en cristales de hábito subhedral, con abundantes inclusiones de cuarzo goticular, sillimanita acicular y biotita.

La biotita

2.2.1.2.2.2.- Capas de calizas, mármoles y dolomías

Dentro de la Serie de Viana se encuentran unas capas o restos de capas de rocas carbonatadas. Las capas más importantes se encuentran al Este de las localidades de Seoane de Arriba y Seoane de Abajo, la siguiente se encuentra cercana a la localidad de Rubiales, ambos afloramientos han sido explotados durante la construcción de las presas en el río Vibey.

Existen otras capas de menor tamaño, con espesores de entre 5 y 20 cm, de mármoles de color blanco, que se pueden encontrar por toda la “Serie de Viana do Bolo”.

CARACTERIZACIÓN MICROSCÓPICA

Los minerales principales son calcita, cuarzo, zoisita-clinozoisita. Como minerales accesorios hay opacos, circón, biotita-flogopita

La textura que presentan estas rocas son granoblástica-poligonal, con un tamaño de grano medio a grueso.

El componente mayoritario, con mucha diferencia, es la calcita, aunque en algunas láminas delgadas puede observarse dolomita. La calcita presenta las típicas líneas de exfoliación romboédricas que se intersectan entre si, también pueden observarse como presentan el maclado polisintético.

El cuarzo puede presentarse de dos formas, la principal es un tipo de cuarzo muy común en la facies de las anfibolitas y es el cuarzo goticular, tiene forma redondeadas, son monocristalinos y extinción normal. El otro tipo se presenta en agregados, donde los cristales tienen los bordes suturados a recrystalizados, estos últimos son agregados de grano fino, con bordes rectos y a veces desarrollan texturas en mosaico.

Los minerales del grupo de la epidota (zoisita-clinozoisita) se presentan en agregados, con cristales de hábito anhedral.

2.2.1.2.2.3.- Rocas calcosilicatadas. Boudines de gneises anfibólicos y anfibolitas

En general, estas rocas se presentan en forma de boudines, más o menos estirados de acuerdo con la lineación mineral de F2. Así, dentro de estos materiales, en campo y a simple vista llegan a diferenciarse dos grupo o tipos de boudines de rocas calcosilicatadas, atendiendo de forma inicial al color y tamaño de grano que presentan.

Unos tienen un tamaño de grano fino, color oscuro (gris oscuro) y con un moteado de color rojizo que corresponde a la presencia de granates con un tamaño de 1 a 4 mm.

Otros tienen una matriz de color blanco, con un tamaño de grano mayor que los anteriores y donde sobresalen unos cristales de gran tamaño y color negro que corresponden a anfíboles. Estos materiales son descritos por CAPDEVILA (1969) como “gneis a amfiboles en berbes” y por MARTÍNEZ GARCÍA (1973) como “gneises anfibólicos”.

CARACTERIZACIÓN MICROSCÓPICA

Los minerales principales son cuarzo, plagioclasa, clinoanfíbol, clinopiroxeno, granate, esfena y zoisita-clinozoisita. Como minerales accesorios hay opacos y circón.

La textura que presenta este tipo de boudines es granoblástica-poligonal, definida por los cristales de cuarzo y plagioclasa.

Para el cuarzo se pueden distinguir dos tipos bien diferenciados. El cuarzo principal con formas irregulares a poligonales, pero como siempre con bordes rectos y con desarrollo de puntos triples de unión.

El otro tipo de cuarzo se caracteriza por tener formas redondeadas y a veces desarrollan caras cristalinas bien desarrolladas y se puede definir como **cuarzo goticular**, es siempre de menor tamaño que el anterior y se presenta como inclusión en casi todos los

minerales principales. Este tipo de cuarzo se puede considerar como de alta temperatura y de hecho sólo aparece en la zona de la facies de las anfibolitas.

La plagioclasa se encuentra en cristales de hábito anhedral a subhedral, con macla polisintética, el contenido en Anortita puede variar entre 50 y 75 %. Tienen inclusiones de cuarzo goticular, esfena y circón.

El anfíbol se presenta en agregados con un tamaño que varía desde los 2 a 5 mm. Los cristales son de color verde y con un pleocroísmo que va desde verde oscuro a verde claro (hornblenda). Estos agregados se caracterizan por ser muy poiquiloblásticos, incluyendo sobre todo a cristales de cuarzo goticular, opacos. Es frecuente observar como en las partes externas de estos agregados hay abundantes cristales de granates, formando orlas parciales.

El clinopiroxeno (diópsido) se encuentra en cristales de gran tamaño, hábito anhedral, muy poiquiloblásticos, englobando cuarzo goticular y minerales opacos.

El granate aparece con tamaños muy variables, con hábito anhedral, muy poiquiloblásticos y como el resto de los minerales principales incluyen al cuarzo goticular, tan característico de las zonas metamórficas de alto grado.

La esfena o titanita forma pequeños cristales de hábito anhedral a subhedral, con formas irregulares a redondeadas, a veces, con hábito euhedral, con las típicas secciones rómbicas. Tiene un color pardo-rojizo, con un ligero pleocroísmo.

2.2.1.2.3.- Formación “Ollo de Sapo”

2.2.1.2.4.- Capas de Los Montes

Estos materiales se han denominado de distinta manera según se encuentren en el Sinforme de Alcañices (GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997) o bien en su continuación por el Sinforme de Verín (FARIAS, 1990), en el Sinforme de Sil-Truchas (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 1992), los cuales son los tres grandes sinformes compuestos principalmente por materiales Ordovícicos y que delimitan la zona de estudio y bajo los cuales en esta zona se encuentran los materiales pertenecientes a la Formación “Ollo de Sapo”.

Dentro del “Sinforme de Alcañices”, esta formación ha tomado otros nombres, habiéndose llamado Formación Puebla (MARTÍNEZ GARCÍA, 1973), Capas de Cerezal (QUIROGA DE LA VEGA, 1981), Formación Cabeza de las Viñas de (FERNÁNDEZ FERNÁNDEZ, 1994), Formación Santa Eufemia (VACAS y MARTÍNEZ CATALÁN, 1987; GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997).

RIEMER (1966) es el primero en utilizar el nombre de Capas de los Montes, la utilizo para denominar a las capas que estaban situadas entre la formación porfiroide del “Ollo de Sapo” y la cuarcita armoricana, en las regiones de Monforte de Lemos y las que aparecen en el núcleo del anticlinal del Piornal. En el Sinforme de Sil-Truchas, esta formación también se ha denominado Capas de los Montes (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 1992) y en el Sinforme de Verín se han denominado Capas de los Montes del Invernadeiro (FARIAS, 1990).

La potencia es muy variable de unas zonas a otras, así BARRERA *et al.* (1989) señalan que esta formación tiene un espesor muy constante y varía alrededor de los 300 metros. SUÁREZ *et al.* (1994) señalan que la potencia puede variar entre 200 a 600 metros. FARIAS (1990). Para GONZÁLEZ CLAVIJO (1997), la potencia de estos materiales la estima cercana a los 1.000 m. El hecho de que la potencia sea tan variable puede venir marcado por el carácter discordante que existe entre los materiales de la Formación “Ollo de Sapo” y los del Ordovícico Inferior.

IGLESIAS PONCE DE LEÓN y VAREA (1982) describen unos esquistos sobre los materiales de la Formación “Ollo de Sapo”. Estos autores indican que forman una banda de espesor variable (0 a 50 metros) de esquistos negros y azules muy alumínicos, donde es sistemática la presencia de cuarzos de exudación con **distena**, y que, en general, llevan cloritoide. En este trabajo estos materiales corresponden a las pizarras básicas del Ordovícico Inferior y que en la mitad occidental presentan una esquistosidad de tipo bandeado tectónico (S2), donde es frecuente observar en lámina delgada como tienen estauroлита y andalucita sincinemática con la F2.

En general, en todos los trabajos citados anteriormente se puede comprobar como las Capas de los Montes se pueden continuar con idénticas características y espesores en ambos flancos del Antiforme del “Ollo de Sapo”, desde sectores meridionales de Galicia hasta los más septentrionales.

Está formada por alternancias de esquistos de tonos gris y pardo con cuarcitas de los mismos colores. Aparecen interestratificados algunos niveles de areniscas que, en general, no son cartografiables a la escala elegida. Los bancos de cuarcitas son poco potentes en la base, pero aumentan de potencia hacia el techo. Igualmente son más abundantes en la parte alta de la serie, constituyendo un paso gradual hacia los materiales suprayacentes. Ha sido cartografiado un nivel de cuarcitas masivas blancas, situado en el tramo central, por su gran continuidad y por ser el nivel que refleja el desplazamiento causado por unas cizallas subverticales tardías que, como se verá más adelante, afectan a estos materiales. En los bancos cuarcíticos se encuentran, en ocasiones, laminaciones cruzadas que permiten establecer la polaridad normal de la serie y, también, abundantes icnofósiles con idéntico criterio de polaridad. Se trata de pistas bilobuladas e *Hyolites* que, por su estado de conservación, no han podido ser datados (QUIROGA DE LA VEGA, 1981) y de los icnogéneros *Daedalus*, de la icnofacies *Skolithos*, y *Cruziana*, de la icnofacies de igual nombre (FERNÁNDEZ FERNÁNDEZ, 1994).

Dentro de esta formación y para el sector Sur-occidental (Antiforme de Villarino tras la Sierra), FERNÁNDEZ FERNÁNDEZ (1994) diferencia tres miembros. El Inferior presenta las litologías detríticas antes descritas, el Medio está caracterizado por la presencia de un nivel estratiforme de lavas básicas y el Superior vuelve a tener los materiales detríticos citados, pero presenta intercalaciones de turmalinitas, de hasta tres metros de potencia, que la autora considera de origen sedimentario. Según ella, se trataría de un nivel químicamente favorable en el que los cristales de turmalina habrían crecido durante el metamorfismo regional principal, ya que observa claramente, al microscopio, que la blastesis de la turmalina es posterior a la esquistosidad principal. Por nuestra parte, no hemos identificado los cuerpos de volcanitas del Miembro Medio como estratoconformes, sino como varios cuerpos subparalelos y elongados en la dirección N20°E, tipo diques irregulares. En cuanto a las turmalinitas, no pueden tener un origen

sedimentario, ya que sus cristales son posteriores a la esquistosidad principal, siendo más probable que se hayan originado por procesos de alteración relacionados con los diques de cuarzo que intruyen la secuencia estratigráfica en este sector, y que se disponen subparalelos a las diabasas descritas.

La parte inferior de esta formación, aproximadamente al Sur del Granito de Ricobayo, presenta un grado metamórfico más alto y, petrográficamente, son esquistos cuarzomicáceos con abundantes venas de cuarzo deformadas. Están compuestos por cuarzo, biotita y moscovita y puede aparecer como mineral accesorio la plagioclasa; con relativa abundancia aparecen granate y estaurolita.

La parte superior de la serie, al Norte del Granito de Ricobayo, es de menor grado metamórfico. Los esquistos están formados por cuarzo, biotita, moscovita y clorita y, localmente, presentan cristales de cloritoide. Como accesorios, en toda la formación, aparecen apatito, circón y turmalina.

Los niveles de cuarcitas tienen cuarzo como mineral principal, y como accesorios biotita, moscovita, sericita y, en ocasiones, granate, circón y turmalina. Cuando las cuarcitas son feldespáticas, además de los materiales antes citados, tienen plagioclasa.

Su edad no está bien precisada debido a la ausencia de fauna o pistas en buen estado, únicamente puede afirmarse que es Ordovícico Inferior, pero al estar situada bajo la formación cuarcítica, tradicionalmente atribuida al Arenig (FERRAGNE, 1972), es posible que sea Tremadoc. Esta misma imprecisión afecta a otras formaciones correlacionables con ella como es las Capas de los Montes, en el Dominio del "Olló de Sapo" (RIEMER, 1966) o la Fm. Constante, en el sector oriental del Sistema Central (SCHÄFER, 1969).

Pizarras del Ord. Inf. en la zona de la estaurolita

Pizarras del Ord. Inf. en la zona de la Sillimanita

En general y en términos de campo, esta roca se puede describir como micaesquistos con diques y/o bandas de cuarzo de exudación. En campo son muy llamativos por el aspecto que presentan, ya que las bandas de cuarzo parece que marcan una estratificación.

Otra característica muy típica de estos afloramientos es la fuerte retrogradación a grandes placas de moscovita (0,5 a 2 cm), las cuales tienen una disposición al azar.

Las bandas de cuarzo tienen una textura muy típica, presentando una partición o esquistosidad grosera perpendicular a la dirección de la vena de cuarzo. El cuarzo de estas bandas, al observarlo en detalle, se puede comprobar que es un cuarzo policristalino, con un tamaño de grano medio a grueso, debido al efecto de la migmatización.

Todas las venas de cuarzo se generan durante D2, ya que es muy fácil observar como se encuentran plegados por D3, siendo esto un buen indicador de los ejes de los pliegues de tercera fase.

CARACTERIZACIÓN MICROSCÓPICA

(muestras IGME: 266- 1253, 1280, 1293)

Los minerales principales que componen esta roca son cuarzo, biotita, sillimanita, en su variedad de fibrolita, y moscovita. Como minerales accesorios se encuentran opacos y circón.

Las texturas que se observan son granoblástica–poligonal y lepidoblástica. La primera está marcada por el cuarzo, mientras la segunda está definida por biotita y sillimanita.

Son los tres primeros minerales principales (Qtz, Bt, Sil) los que marcan la asociación metamórfica de alto grado característica en estas rocas, llegando a ser muy monótona.

Se pueden observar cristales de biotita con orlas finas de moscovita y minerales opacos (ilmenita).

La moscovita se presenta en grandes placas de hábito anhedral, poiquiliticas, englobando a biotita y sillimanita, especialmente a esta última. Suele tener bordes simplectíticos.

2.2.1.2.5.- Cuarcita Armoricana

2.2.1.2.6.- Pizarras de Luarca

2.2.1.2.7- Formación Casaio

2.2.1.2.8.- Formación Rozadais

2.2.1.2.9.- Formación Losadilla

2.2.1.2.10.- Caliza de La Aquiana

2.2.1.2.11.- Ordovícico Superior indiferenciado

2.2.1.2.12.- Silúrico

2.2.1.2.12.1.- Silúrico indiferenciado

2.2.1.2.12.2.- Silúrico inferior

2.2.1.2.12.3.- Silúrico superior

2.2.1.3.- Zona de Galicia-Trás os Montes (ZGTM)

2.2.1.3.1.- Formación Nogueira (18)

2.2.1.3.2.- Formación Paraño (19)

2.2.2.- CARBONÍFERO (depósitos sinorogénicos hercínicos)

2.3.- El CICLO SEDIMENTARIO ALPINO

2.3.1.- LA SUCESIÓN SINOROGÉNICA TERCIARIA

2.31.1.- Cuenca del Duero

2.3.1.2.- Cuenca del Bierzo

2.4.- CUATERNARIO

3.- TECTÓNICA

3.1.- INTRODUCCIÓN

El antiforme del “Olló de Sapo” es una estructura que fue definida inicialmente por PARGA PONDAL *et al.* (1964), como una banda anticlinal relativamente estrecha que se extiende desde El Barquero (Lugo) hasta la provincia de Zamora, donde se encuentra recubierta por el Terciario de la cuenca del Duero, para volver a aparecer en el centro de la Península, en Honrubia y Riaza (Segovia), El Cardoso y Hiendelaencina (Guadalajara).

Con posterioridad MATTE (1968) realizó un estudio más detallado de dicha estructura, de esta forma los afloramientos comprendidos entre El Barquero y la región de Sanabria, constituyen el núcleo de un anticlinal de segunda fase que se superpone al flanco normal de un gran anticlinal tumbado de primera fase. Hay que tener en cuenta

que MATTE distinguía dos fases de deformación, una primera que dio lugar a grandes pliegues tumbados con vergencia al E y a los que asocia una esquistosidad de plano axial y una segunda fase que generó pliegues cuya dirección es subparalela a la primera, pero cuyo plano axial es subvertical y a los que asocia una esquistosidad de crenulación. Trabajos posteriores han puesto de manifiesto la existencia de zonas de cizallas que afectan a la esquistosidad de primera fase y que se ha denominado como esquistosidad de segunda fase y por lo cual de esquistosidad de crenulación de MATTE ha de ser considerada como la esquistosidad de tercera fase, que tradicionalmente se describe por toda la zona Centro Ibérica.

JULIVERT *et al.* (1972) toman esta estructura antiformal como el límite entre las Zonas Asturoccidental-Leonesa y Centro Ibérica.

3.2.- DEFORMACIONES PREVARISCAS

FERRAGNE (1972)

MARTÍNEZ GARCÍA (1973) describe deformaciones anteriores a la Orogenía Varisca, Así describe deformaciones anteordovícicas, las cuales quedan registradas como una discordancia que denomina Sárdica a la cual GONZÁLEZ CLAVIJO (1997) argumenta que dicha discordancia no puede corresponder a ese episodio de deformación.

Esta importante discordancia había sido considerada la Discordancia Sárdica por LOTZE (1945) pero, como pusieron de manifiesto HAMMANN *et al.* (1982), era erróneo. La auténtica discordancia Sárdica, en Cerdeña, separa el Cámbrico-Ordovícico Inferior (Tremadoc y posible Arenig datados por graptolitos y acritarcos respectivamente) del Ordovícico Superior (a partir del Caradoc inferior). Se cree que esta discontinuidad es debida al levantamiento de un umbral Sárdico-Tauride en el margen Norte de Gondwana, que provoca una laguna en Ordovícico Medio entre Cerdeña y Turquía. Este umbral se hundiría al comienzo del Caradoc ocasionando una discontinuidad estratigráfica en todo el Suroeste de Europa, incluida la ZCI y, posiblemente, el volcanismo que aparece interestratificado en este piso (PILLOLA y GUTIÉRREZ MARCO, 1988).

ESCUDE (1995) en lo que denomina “basamento de la Unidad Inferior”, identifica unos ortogneises, de los cuales dice que sólo están afectados por la deformación Varisca y que, por lo tanto, constituyen un buen marcador litológico para separar la deformación Varisca de las deformaciones previas. Estos ortogneises se asocian con la actividad magmática ligada a la Orogenía Cadomiense, con la que también se relacionan los distintos tipos de ortogneises aflorantes en otros puntos del Macizo Ibérico, siempre dentro del dominio del “Ollo de Sapo” o Dominio de los Pliegues Tumbados.

DÍAZ GARCÍA (1999) reconoce al N de la ZCI un episodio de alta temperatura y baja presión, simultaneo al desarrollo de una zona de cizalla con movimiento del bloque de techo hacia el Oeste, que afecta a los materiales situados bajo la Cuarcita Armoricana y al “Ollo de Sapo”, las estructuras relacionadas con esta zona de cizalla son previas a la D₁ Varisca y las atribuye una edad de Silúrico Superior-Devónico Inferior.

Aún con las referencias citadas anteriormente sobre deformaciones prevariscas, en la zona de estudio no se han podido encontrar estructuras de deformación que nos permitan verificar la existencia de estos eventos deformativos en esta zona.

3.3.- *DEFORMACIÓN VARISCA*

Los materiales que están formando el antiforme del “Ollo de Sapo” han experimentado una historia deformacional polifásica varisca. Así este apartado se ha estructurado siguiendo la tradicional división en fases de deformación del Noroeste Peninsular, establecida por los numerosos autores que a lo largo de los años han ido trabajando en la cadena Varisca (MATTE, 1968; MARCOS, 1971a, 1973; RIBEIRO, 1974, FARIAS, 1990). Este esquema en fases hace que la comprensión del trabajo sea más sencilla, a la vez que facilita la correlación del trabajo con otras zonas de la Cadena Varisca, aunque no hay que olvidar el carácter evolutivo de un proceso orogénico, tanto en el espacio como en el tiempo, por lo que las estructuras asignadas a una fase determinada no son sincrónicas en los diferentes sectores de la cadena.

El esquema de fases es actualmente interpretado como el resultado de la superposición de tres fases principales de deformación Varisca, junto con otras de menor importancia. De esta forma cada evento deformativo puede ser definido mediante un conjunto de estructuras que muestren una orientación equivalente para los ejes de la deformación, la misma cinemática global y, las fábricas generadas de forma asociada y una evolución metamórfica similar.

Durante la primera fase de deformación (D1) se desarrollaron pliegues tumbados vergentes al Noreste y con esquistosidad de plano axial y desarrollo en toda la zona (MATTE, 1968).

La segunda fase (D2) ocasionó los cabalgamientos junto con sus estructuras asociadas, que afectan a la región y que se corresponde con el emplazamiento de los complejos (Cabo Ortegal, Malpica-Tuy, Morais, Bragança), dando lugar a la ZGTM (MARCOS, 1973; PÉREZ-ESTAÚN, 1978; BASTIDA y PULGAR, 1978; MARTÍNEZ CATALÁN 1985; FARIAS, 1990; FARIAS *et al.*, 1987).

Tanto el evento D1 como el D2, están relacionados respectivamente con la deformación compresional y la extensional, están caracterizados por una deformación dúctil heterogénea a todas las escalas y son los responsables de la evolución estructural principal de la mitad oriental de la zona de estudio.

La tercera fase (D3) generó las grandes estructuras cartográficas, que tienen plano axial subvertical y lleva asociada esquistosidad (MATTE, 1968; IGLESIAS PONCE DE LEÓN y CHOUKROUNE, 1980). Un ejemplo de esta fase deformativa en el Sinforme de Alcañices (GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997).

Una cuarta fase da lugar al desarrollo de bandas de cizallas de carácter dúctil-frágil, subverticales, con movimiento en dirección y un sentido deducido a partir del desplazamiento de niveles de referencia y de estructuras S-C. Estas bandas de cizalla afectan a los metasedimentos y a los granitoides considerados sincinemáticos con la fase 3. En general, esta cuarta fase puede ser considerada como un proceso evolutivo tardío de D₃.

Este esquema de fases se observa en las zonas circundantes y próximas al Antiforme del Ollo de Sapo, así en el Sinforme de Alcañices (QUIROGA DE LA VEGA, 1981; VACAS y

MARTÍNEZ CATALÁN, 1987; GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997), en el Sinforme de Verín (FARIAS, 1990) y en el sinforme de Sil-Truchas (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 1992).

Dentro de Dominio del “Olló de Sapo” (DOS) se pueden identificar en el NO peninsular las siguientes estructuras de plegamiento, de NE a SO: Sinforme del Sil-Truchas, Anticlinorio del Olló de Sapo, Sinforme de Alcañices y el Antiforme de Miranda do Douro. Estas estructuras se pueden correlacionar a grandes rasgos con otras estructuras de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español), de tal manera que el Sinforme de Sil-Truchas se correspondería con el Sinclinal de Santiuste, el Anticlinorio del Olló de Sapo con el Anticlinorio de Hiendelaencina y el Sinforme de Alcañices con el Sinforme de Majaelrayo (DÍEZ BALDA *et al.*, 1990; AZOR *et al.*, 1992).

3.3.1.- PRIMERA FASE DE DEFORMACIÓN

En la mitad oriental de la zona de trabajo y a escala general, son las estructuras de fase 1 las que condicionan el modelo cartográfico, caracterizado por la existencia de pliegues vergentes al NE o NNE dentro de los materiales sedimentarios o bien estructuras de tipo S-C en los ortogneises, estructuras que han sido apretadas y verticalizadas por efecto de la fase.

Como se ha indicado anteriormente, en general, esta D1 desarrolla pliegues tumbados vergentes al NE y desarrolla una esquistosidad de plano axial. Durante esta fase se desarrollan diferentes estructuras, según el tipo de materiales a los que afecta.

Así, cuando esta fase deformativa afecta a los ortogneises glandulares, estos desarrollan una fábrica milonítica penetrativa y acomodaron una intensa deformación por cizalla simple, con desarrollo de texturas de tipo S-C y con su correspondiente lineación mineral. En los metasedimentos da lugar principalmente a pliegues y foliación tectónica vergentes al NE.

DEFORMACIÓN EN LOS GNEISES GLANDULARES

La deformación de estos materiales durante D1 se hace principalmente por el desarrollo de texturas de tipo S-C de carácter dúctil-frágil y con la formación de la correspondiente lineación mineral.

Este tipo de deformación se observa principalmente en la mitad oriental de la zona de estudio, donde el grado metamórfico es más bajo (zona de la clorita) y que se encuentra en su gran mayoría en las hojas a escala 1:50.000 de Molezuelas de la Carballeda y Villardeciervos.

El esquema de fases propuesto ha sido descrito para rocas que inicialmente ya tenían una anisotropía, pero a la hora de describir estos episodios deformativos dentro de las rocas que forman el Anticlinorio del “Olló de Sapo” es un poco diferente, ya que aceptando que las rocas no están afectadas por deformaciones prevariscas, nos encontramos con una roca isótropa, en especial con el ortogneis glandular, lo cual va a condicionar su estilo de deformación. Hay que tener en cuenta que las rocas denominadas ignimbritas soldadas pueden tener una foliación eutaxítica, pero en su conjunto se comportan como el gneis glandular.

Como ya se a indicado más arriba, la textura original del gneis glandular sería semejante a la de un pórfido granítico, con fenocristales y megacristales de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo, dentro de una mesostasis de grano muy fino.

***** Trabajos de la FPI y ENRESA, sobre deformación de rocas volcánicas**

La matriz de las rocas está compuesta principalmente por cuarzo y moscovita (¿fengita?), con pequeñas cantidades de clorita, plagioclasa y hematites-ilmenita. Como elementos trazas se encuentran epidotas, piemontita, circón, esfena, magnetita, rutilo, turmalina y apatito.

La matriz de la mayoría de las muestras está groseramente bandeada. Este bandeo se define por variaciones en el ratio cuarzo: moscovita, el 5 de moscovita varia desde cero hasta el 50%. Ambas capas ricas en cuarzo y moscovita son discontinuas.

La presencia de ojos de cuarzo es la característica más llamativa de las tectonitas cuarzofeldespáticas. En la mayoría de las muestras, algunos cristales tienen secciones elípticas y exhiben extinción ondulante, deformación lamelar y formación de subgranos mientras otros tienen hábito subhedral a euhedral con poca o nula evidencias de deformación interna. Muchos de los cristales de cuarzo tienen golfos de corrosión, rellenos de una matriz de grano fino a muy fino, lo cual nos indica que su origen es igual al de las rocas volcánicas. Significativamente, el relleno material es mineralógicamente similar al de la matriz, pero muestra poco o nula foliación. Esto es una evidencia importante usada para sugerir que los ojos de cuarzo fueron fenocristales desarrollados en un magma y no porfiroblastos que sobrecrecieron e incluyeron a la mesostasis.

Otra característica común es la presencia de fenocristales de feldespatos (feldespato potásico y plagioclasa), pero en general muestran procesos de alteración y deformación. Ellos tienen típicamente moscovita y/o sericita, como resultado de una alteración submicroscópica. Los fenocristales de feldespatos tienden a tener formas angulosas y muestran evidencias de fracturas y slip sobre planos de exfoliación cristalográficos.

La mayoría de los fenocristales tienen sombras de presión, las cuales están rellenas de cuarzo y micas neoformados, con la típica textura en mosaico. Las sombras de presión son interpretadas como dominios de baja deformación. Estas pueden ser simétricas con respecto a los fenocristales cristales, pero la mayoría son asimétricas con una geometría sigma (σ) (PASSCHIER y SIMPSON, 1986). Las geometrías sigma (σ) son interpretadas como procesos de la rotación de los fenocristales.

Dominios ricos en micas, fuertemente foliados, son interpretados como dominios de alta deformación, donde el cuarzo ha sido progresivamente removido durante el proceso de deformación.

A la hora de distinguir foliaciones primarias o deformativas en rocas de origen volcánico o subvolcánico, existen importantes diferencias. Así las foliaciones volcánicas primarias están definidas por estructuras de flujo y compactación dentro de una matriz vítrea y por la orientación de fragmentos, cristales y pómez u otros fragmentos líticos. Las foliaciones tectónicas están definidas por la alineación,

principalmente, de moscovita neoformada (tectónica), cuarzos, feldespatos y óxidos estirados, y de forma local por pequeños pliegues intrafoliares.

DEFORMACIÓN PROGRESIVA EN ROCAS PORFÍDICAS VOLCÁNICAS-SUBVOLCÁNICAS

El carácter microestructural de los fenocristales de cuarzo en rocas volcánicas deformadas varía mucho, definiendo un rango desde cristales euhedrales a altamente deformados y agregados recrystalizados o bien en ribbons. Esto puede incluso ocurrir en una única lámina delgada.

Los cristales de cuarzo con pequeña deformación son subhedrales a euhedrales, con caras cristalina bien desarrolladas. La primera evidencia de la deformación es la extinción ondulante y bandas de deformación, inclinadas aproximadamente 30°-50° con respecto a la foliación externa. Menos frecuentes son las bandas de deformación subparalelas a la foliación. El desarrollo local de subgranos e incipiente recrystalización a lo largo de los bordes de los fenocristales de cuarzo puede observarse. Cuando hay fenocristales de cuarzo cercanos entre sí, parecen ser zonas donde se concentra la deformación.

Cuando la deformación aumenta un poco, el desarrollo de subgranos y la recrystalización rotacional comienza a ser pronunciada en los bordes de los cristales, aunque este desarrollo es bastante heterogéneo. Bandas de deformación aún están presentes en los bordes de los cristales, pero el desarrollo de subgranos es el carácter más distintivo, desarrollándose por todo el cristal.

Con el incremento de la deformación, los fenocristales de cuarzo se caracterizan por el desarrollo extensivo de la formación de subgranos y una recrystalización dinámica (rotacional). El tamaño de los granos neoformados puede ser relativamente homogéneo y desarrollan una orientación dimensional preferente (ejes C) de acuerdo con la deformación sufrida, subparalela a las bandas de deformación, en fenocristales menos deformados. En fenocristales que están más deformados, los agregados de cuarzo tienen formas elípticas, alargadas, sigmoidales. Sin embargo, en agregados de cuarzo ya recrystalizados, pueden quedar algunos cristales originales, con hábito subhedral a euhedral.

Cuando la deformación es muy alta, los agregados recrystalizados, cuarzo neoformado, evoluciona hacia agregados con un tamaño de grano más pequeño y tienden a formas planares paralelas a la foliación. El resultado final es la formación de lentejones o ribbons de cuarzo poligonal.

RESISTENCIA-DUREZA DE LOS FENOCRISTALES DE CUARZO A LA DEFORMACIÓN

Una de las características más representativas de este tipo de roca es la resistencia-dureza de los fenocristales de cuarzo a la deformación, en unas condiciones metamórficas que pueden variar entre las facies de esquistos verdes a anfíbolitas. A la hora de estudiar estas rocas hay que tener en cuenta dos observaciones. La primera es que los fenocristales de cuarzo son más resistentes a los procesos deformativos que el resto de los componentes de la roca original (fenocristales de feldespato, micas, matriz,

posibles venas o diques,...). La segunda es que hay cristales de cuarzo que aguantan mucho más que otros durante el desarrollo del proceso deformativo.

La dureza aparente de los fenocristales, ya se han de cuarzo o de los feldespatos, con relación a la matriz, es que los agregados poliminerálicos de grano muy fino tiene una tendencia mucho mayor a sufrir deformación que los cristales con un tamaño mayor que la matriz.

La separación de este tipo de deformación entre la matriz y los fenocristales es el resultado de una serie de factores (ETHERIDGE y VERNON, 1981). Entre los distintos factores que se han observado en el estudio de estas rocas, se pueden destacar: (1) la matriz es de grano fino a muy fino, composicionalmente heterogénea, rica en volátiles, e incluso de forma puntual llega a ser vítrea; (2) los fenocristales de cuarzo son grandes, relativamente secos y son cristales únicos; (3) las reacciones metamórficas pueden ablandar o endurecer la matriz durante el proceso deformativo; (4) los fenocristales de cuarzo, a diferencia de otros cristales (feldespatos y micas) y la matriz, no suelen estar afectados por las reacciones metamórficas o de alteración.

Durante los estadios iniciales de la deformación, el tamaño de grano fino probablemente refleja el tamaño de grano original de la roca, así en las muestras estudiadas esto queda muy bien reflejado y conservado en los golfos de corrosión que presentan los fenocristales de cuarzo.

La dureza del cuarzo durante la deformación depende de la cantidad de agua que puede existir en la estructura de los cristales (DOUKHAN y TREPIED, 1985; ORD y HOBBS, 1986), o bien en la incorporación de agua a la estructura del cuarzo durante el proceso deformativo. Como los fenocristales de cuarzo crecen en un magma subsaturado en agua, por lo tanto es poca la cantidad de agua que puede quedar atrapada en la red cristalina de los fenocristales de cuarzo. Durante el proceso de ascenso, erupción, el agua restante del magma y el que pueda proceder de la superficie quedara atrapado en la matriz de grano fino. El tamaño de grano fino puede permitir la infiltración de fluidos durante los estadios iniciales de la deformación, como queda reflejado por la presencia de procesos de alteración de los feldespatos (feldespato potásico y plagioclasa). El resultado final es que el cuarzo que forma parte de la matriz puede estar más hidratado que los fenocristales y así es más débil ante los procesos deformativos.

Los fenocristales de feldespato, por lo general, presentan signos de deformación, lo cual implica procesos de alteración química, fracturación, desarrollándose a través de los múltiples planos de discontinuidad cristalográfica que tienen estos cristales (maclas, esquistosidad). Estas características vienen a señalarnos dos observaciones importantes de los fenocristales de cuarzo. La primera es que en condiciones metamórficas de bajo a medio, los fenocristales de cuarzo no están implicados en procesos de alteración y reacciones químicas. La segunda es que el cuarzo no tienen planos de exfoliación, están poco o nada fracturados, lo cual hace que el acceso de fluidos al interior de los cristales sea muy difícil y en conjunto aguantar más a los procesos deformativos.

En el campo las estructuras de tipo S-C llega a ser muy difícil su observación, ya que están muy afectadas por la tercera fase de deformación (D3) y así en el campo sólo llega a observarse una esquistosidad. Para toda la zona, los criterios cinemáticos indican que el bloque de techo, Sur, se mueve hacia el Norte, pero a la vez también se desarrollan

bandas estrechas de cizallas conjugadas con criterios al contrario, es decir, el bloque Norte se mueve hacia el Sur.

El mejor ejemplo se ha encontrado en toda la zona se encuentra en la carretera de acceso al cierre del embalse de Valparaíso, donde se observan planos C y S con el criterio de movimiento del bloque de techo hacia el Norte, pero a la vez también se observa una estrecha banda conjugada con el criterio contrario, bloque Norte se mueve hacia el Sur.

La foliación S1 contiene una lineación L1, de orientación N-S a NNE-SSO, constituida por la elongación de agregados cuarzo-feldespáticos, agregados alargados de minerales máficos (biotita). En campo con la ayuda de la lupa se aprecia como esta lineación está formada por un gran número de cristales de color oscuro.

Otro tipo de lineación mineral que se puede observar en el campo, se encuentra en las sombras de presión asimétricas que se desarrollan en los fenocristales y glándulas de feldespato potásico. Estas sombras de presión son principalmente fibras alargadas en la dirección de movimiento y además se caracterizan porque al observarlas en detalle tienen cierta porosidad.

A la mesoescala, existen diferentes criterios que demuestran la no coaxialidad de la deformación D1, por ejemplo, la forma sigmoidal de la foliación en zonas de cizalla y la asimetría de las colas de presión en torno a los porfiroclastos de feldespato potásico. Dicha asimetría indica casi invariablemente un sentido de cizalla de techo hacia el N o NNE.

*** diagrama de rosas de las foliaciones: planos C y todas en general.

En resumen, la geometría y cinemática del evento D1 dentro de los ortogneises da cuenta de una deformación no coaxial progresiva mediante un régimen de cizalla simple heterogénea que origina un doble proceso de plegamiento y cabalgamiento dúctil, sincrónico con el plegamiento vergente al NE. Este evento se relaciona, por lo tanto, con un acortamiento cortical mediante compresión NE-SO.

ESQUISTOSIDAD DE PRIMERA FASE: S1

*** describir y fotos de microscopio

3.3.2.- SEGUNDA FASE DE DEFORMACIÓN

La tectónica de cabalgamientos ha sido descrita en todo el Noroeste de la Península. La referencia más antigua es de NISSEN (1959), que habla de pliegues en el dominio del Manto de Mondoñedo, pero no se propone una fase de deformación asociada a estos cabalgamientos hasta los trabajos de RIBEIRO (1970 y 1974) y MARCOS (1971a, 1971b y 1973). Por los mismos años, RIES y SHACKLETON (1971) consideran que estas estructuras afectan a zonas más internas del orógeno y proponen que los Complejos de Ordenes y Ortegá son alóctonos. Posteriormente, otros autores analizan con detalle las estructuras de segunda fase en diferentes dominios del Noroeste (BASTIDA y PULGAR, 1978; MARTÍNEZ CATALÁN, 1985; BASTIDA *et al.*, 1986; FARIAS, 1990; PÉREZ-ESTAÚN *et al.*, 1991).

Durante la realización de este trabajo se ha comprobado la existencia de cabalgamientos y despegues relacionados con la evolución de esta segunda fase deformativa Varisca. Este tipo de estructuras se ha identificado en las zonas circundantes, especialmente al Oeste y Suroeste, tanto en Tras-os-Montes, en Portugal (RIBEIRO, 1974; MEIRELES *et al.*, 1995), en el Sinforme de Verín (FARIAS, 1990) y en el Sinforme de Alcañices (GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997).

En el Mapa Geológico queda reflejado como estas estructuras cortan a las de fase 1, a la vez que están afectados por el plegamiento de la fase 3. Asimismo, se observa como esta fase deformativa afecta a todos los materiales, tanto pre-ordovícicos como ordovícicos, y queda reflejada en la mitad occidental del Antiforme del “Ollo de Sapo”, con un límite aproximado N-S y que coincide con el límite de hojas de Puebla de Sanabria (267) y Molezuelas de la Carballeda (268).

Las estructuras de escala cartográfica son los planos de despegue y de cabalgamiento. Van acompañados de otras estructuras de menor escala que se desarrollan en bandas próximas a los cabalgamientos. Las estructuras acompañantes son la foliación tectónica de segunda fase, la lineación mineral asociada, los pliegues menores generalmente asimétricos. La foliación puede ser de diferentes tipos e intensidades y con frecuencia desarrolla protomilonitas, milonitas, ultramilonitas y filonitas. Tanto las microestructuras, como las milonitas asociadas tienen características diferentes según las rocas implicadas en los cabalgamientos y el nivel estructural en el que se encuentren, tanto a techo como a muro. Este último hecho es el que va a marcar las principales características de la roca, ya que nos encontramos con distintas zonas en cuanto a su intensidad metamórfica.

En las interpretaciones del perfil sísmico ESCIN-3.3 (Estudio Sísmico de la Corteza de Iberia Norte, en un perfil aproximadamente normal a la estructura de la Cadena Varisca), MARTÍNEZ CATALÁN *et al.* (1995) identifican un reflector que pudiera ser la continuidad hacia el Oeste del Cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo. Dicho reflector continua bajo la ZCI pasando por debajo del Antiforme del “Ollo de Sapo”, en el sector Norte de esta estructura.

Una característica común en toda esta zona NO de la cadena Varisca, durante el desarrollo de esta segunda fase de deformación es el desarrollo o intrusión de un gran número de diques y venas de cuarzo en las bandas de cabalgamiento, tanto si afectan a materiales de la Formación “Ollo de Sapo” como al resto de los materiales que se encuentran por encima (Ordovícico, Silúrico). Este tipo de estructura ha sido descrito por varios autores como VILLAR ALONSO (1990) en su estudio del antiforme de Villadepera, GONZÁLEZ CLAVIJO (1997) en su trabajo sobre el Sinforme de Alcañices.

Este último autor los describe en el contacto entre materiales ordovícicos y silúricos, considerándolo como un despegue que hay entre ellos. Estos diques de cuarzo se encuentran formando bandas y son un buen criterio para cartografiar estas bandas de máxima deformación de fase 2. También describe una banda en la parte inferior de la Formación de Santa Eufemia (Ordovícico Inferior), aproximadamente al Sur del Granito de Ricobayo, la cual presenta un grado metamórfico más alto y, petrográficamente, son esquistos cuarzomíceos con abundantes venas de cuarzo deformadas. Están compuestos por cuarzo, biotita y moscovita y puede aparecer como mineral accesorio la plagioclasa, con relativa abundancia aparecen granate y estaurolita.

Esta misma banda, con gran abundancia en diques de cuarzo y un grado metamórfico mucho mayor que el resto del Ordovícico, se ha encontrado y cartografiado en toda la mitad oriental de la zona estudiada, afectando tanto al Sinforme de Alcañices como al Sinforme de Sil-Truchas. Al Sur de la localidad de Puebla de Sanabria, afecta a la base de la misma formación y a los materiales de la Formación “Ollo de Sapo”.

Los pliegues de segunda fase que han podido observarse son muy escasos, de pequeña escala, generalmente con una longitud de onda menor de un metro. Sólo se han observado en materiales pizarrosos y gneises bandeados, y se generan en las proximidades de los planos de despegue y dentro de las rocas de falla asociadas a ellos, especialmente en las filonitas. Se trata de pliegues muy aplastados, con charnelas curvas.

Estos pliegues se desarrollan en venas de cuarzo, presentando flancos largos boudinados paralelos a la foliación de segunda fase, con restos de charnelas engrosadas por el aplastamiento y aisladas de sus flancos por el intenso estiramiento.

*** Diagrama de rosas de la foliación y lineación de estiramiento mineral

El sentido de cizalla definido por los diferentes indicadores cinemáticos en fábricas S2 no coaxiales, en la mitad occidental de la zona de estudio, es consistentemente de techo hacia el SE en las rocas de la zona de cizalla correspondiente a esta cizalla de fase 2.

El estilo de la deformación dúctil D2 asociada con la zona de cizalla es similar al cizallamiento D1. Durante D2, en los ortogneises glandulares se forman nuevos planos de cizallas subhorizontales. Estos planos de cizalla D2 están distribuidos a lo largo de toda la estructura de forma muy homogénea, obliterando todas las estructuras previas. Esto es más patente en las litologías que han experimentado una recristalización total durante el pico del metamorfismo a una textura granoblástica o porfiroblástica de grano grueso, en las que no es posible reconocer las texturas deformativas e indicadores cinemáticos del episodio tectónico de fase 1.

A diferencia del plegamiento a escala kilométrica de D1, los pliegues asociados con D2 son siempre de mucha menos amplitud.

Además de la intensa fábrica plano-linear, S2-L2, las estructuras D2 desarrolladas a la mesoescala son pliegues isoclinales y boudinage asimétrico a todas las escalas.

Se han observado pliegues de tipo *sheath folds*, que, en general, presentan una dirección del eje paralela a la lineación mineral o de estiramiento L2 presente en los ortogneises glandulares. Los flancos de los pliegues aparecen intensamente boudinados y en ellos la orientación y asimetría de los boudines indica extensión subhorizontal paralela al eje del pliegue. En general, los pliegues comenzaron a desarrollarse en los gneises algo después del comienzo de la migmatización (¿M1 o M2?).

En las litologías compuestas por los ortogneises glandulares y por los gneises cuarzo-feldespáticos, la S2 está definida por un bandeo composicional gneísico, constituido por niveles completamente recristalizados alternativamente ricos en cuarzo, feldespatos y biotita. Contribuyen en la definición de la foliación, la alineación de niveles biotíticos,

de segregaciones concordantes de fundidos parciales que pueden contener granates subidioblásticos, y la presencia de “ribbons” lenticulares de cuarzo.

En aquellas zonas donde disminuye el grado metamórfico, y especialmente dentro de los ortogneises, las fábricas contienen invariablemente una intensa lineación de estiramiento L2, de orientación NO-SE, esta se encuentra marcada por el estiramiento de los ojos de cuarzo, sombras de presión asimétricas, boudines de los diques de cuarzo. Hacia las zonas donde sigue disminuyendo el grado metamórfico las glandulas y los fenocristales de feldespato potásico los que marcan la L2, con un fuerte estiramiento.

La gran abundancia de estructuras y texturas asimétricas (boudinage asimétrico, asimetría de colas y sombras de presión en torno a los porfiroclastos de feldespato potásico) indican que el régimen de la deformación D2 fue fuertemente no coaxial. Así, la asimetría de los elementos estructurales, boudines de los diques de cuarzo y las sombras de presión desarrolladas sobre las glandulas y fenocristales de feldespato potásico, indican constantemente que el movimiento de las zonas superiores durante D2 fue hacia el SE.

..*.- ESQUISTOSIDAD DE SEGUNDA FASE: S2

Esta fase deformativa desarrolla su propia esquistosidad, la cual depende del nivel estructural en el cual se desarrolla y de los materiales a los que afectan.

Dentro de los metasedimentos pertenecientes al Ordovícico, en general, se desarrolla una esquistosidad de tipo bandeado tectónico, tanto en el Sinforme de Sil-Truchas como en el Sinforme de Alcañices.

..*.- LINEACIÓN MINERAL Y DE ESTIRAMIENTO: L2

Sobre los planos de la foliación de segunda fase se observa una lineación de estiramiento mineral, que dependiendo de los materiales a los que afecte y al grado metamórfico en el que se encuentren, se expresa de distinta forma. La orientación general de esta lineación es NO-SE, aunque varía un poco la dirección desde E-O para el flanco norte a NO-SE para el flanco sur.

Así en los materiales de la formación Olló de Sapo se encuentra muy bien desarrollada, ya que al ser rocas con un tamaño de grano grueso, se produce un estiramiento de los minerales, principalmente de los fenocristales (cuarzo y feldespatos). En las bandas de metasedimentos con los diques de cuarzo esta lineación se mide muy bien por el estiramiento de los diques.

En las zonas de cizallas sin-D2, los porfiroblastos de feldespato potásico aparecen estirados paralelamente a la L2, desarrollando colas de recristalización asimétricas y estando frecuentemente fracturados a lo largo de superficies C'. **** diap. de campo

El desarrollo regional de lineaciones de estiramiento penetrativas y de criterios rotacionales indicativos de un régimen de deformación no coaxial, demuestra la existencia de una deformación por cizalla dúctil D2 a gran escala.

En deformaciones no coaxiales muy intensas, la lineación de estiramiento es aproximadamente paralela a la dirección de cizallamiento, por lo que la lineación L2 y los indicadores cinemáticos relacionados, representan la dirección y sentido de transporte tectónico hacia el SE de la zona superior con respecto a la zona inferior, dentro de una zona de cizalla subhorizontal de gran escala.

3.3.3.- TERCERA FASE DE DEFORMACIÓN

Las grandes estructuras que se observan en el DOS deben su configuración final a esta tercera fase de deformación Varisca (Sinforme de Sil-Truchas, Antiforme de Sanabria, Sinforme de Alcañices,...).

La Formación Olló de Sapo aflora principalmente en los núcleos de antiformal de tercera fase (El Barquero, Guitiriz, Queija y Sanabria) (AZOR *et al.*, 1992).

Las principales estructuras de tercera fase son pliegues suaves, casi homoaxiales con los de primera fase, con el plano axial subvertical o buzando al NE y con vergencia al SO. Estas estructuras siempre llevan asociadas una esquistosidad de crenulación (S_3).

Siguiendo los criterios establecidos por otros autores, en especial GONZÁLEZ CLAVIJO (1997, dentro de esta fase se ha incluido las cizallas subverticales, con el fin de no crear una nueva fase, a la vez que no se complica el esquema general propuesto por la gran mayoría de los autores con las tres fases principales de deformación varisca admitidas para todo el NO de la Península Ibérica. Como se verá más abajo, estas bandas de cizallas cortan a los pliegues y esquistosidad de tercera fase, siendo claramente posteriores a D3.

En general, en toda la ZCI los pliegues de la tercera fase reorientan todas las estructuras previas, así para la mitad este de la AOS se produce una verticalización de los planos C y S, disminuyendo el ángulo entre los planos o bien llegan a desaparecer, observándose en el campo una sola esquistosidad. Para la mitad oeste se produce una reorientación y plegamiento de la S2.

*** Diagramas de rosas de los ejes de los pliegues y de la esquistosidad

..*.*.- ESQUISTOSIDAD DE TERCERA FASE: S3

En general, la esquistosidad asociada a esta fase deformativa es una esquistosidad de crenulación, paralela al plano axial de los pliegues, que en ocasiones llega a desarrollar un bandeo tectónico. Esta esquistosidad de crenulación siempre se ha asociado con la tercera fase de deformación Varisca por los diversos autores que han trabajado en el NO peninsular (QUIROGA DE LA VEGA, 1981; VACAS y MARTÍNEZ CATALÁN, 1987; MARTÍNEZ CATALÁN, 1990; VILLAR ALONSO, 1990; MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 1992; GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997).

La intensidad de esta crenulación depende de las diferentes litologías a las que afecta, ya sean los materiales de la Formación Olló de Sapo o bien las pizarras y cuarcitas del ordovícico. Pero en general, la dirección general en toda la zona es N120°-130°E, buzando al NE o subvertical.

Para los materiales pertenecientes a la Formación Ollo de Sapo, como siempre hay que hacer referencia a la imaginaria línea divisoria que produce la deformación de la fase 2 y que nos hace dividirlos en dos zonas. Así para la mitad oriental, la tercera fase no desarrolla ningún tipo de esquistosidad y lo único que produce es un aplastamiento de los planos S-C, tanto en los gneises glandulares como en el resto de los materiales. Como se ha comprobado en el campo y en las láminas delgadas, estas rocas sólo presentan la esquistosidad de crenulación (D3) cuando están afectadas por la deformación D2. Esta crenulación es bien visible en el campo, pero en lámina delgada se trata de una crenulación grosera, más grosera cuanto mayor es el tamaño de grano de la roca, y siempre se encuentra plegando a un bandeado tectónico. Se forman micropliegues, con una reorientación de los minerales ya existentes y en los casos de mayor intensidad los planos de esquistosidad se encuentran marcados por la acumulación de óxidos y minerales opacos.

En los materiales filíticos (pizarras) perteneciente a la Formación Santa Eufemia, el desarrollo de la crenulación varía en intensidad de unos puntos a otros, en especial la intensidad parece disminuir de NO a SE, al igual que el grado metamórfico.

En las cuarcitas no suele desarrollarse esta esquistosidad, especialmente en las cuarcitas pertenecientes al Sinforme de Sil-Truchas, en el Sinforme de Alcañices ocurre lo mismo excepto cuando estas cuarcitas están afectadas por D2 y tienen desarrollada una foliación milonítica (blastomilonita). En este último caso pueden ocurrir dos cosas, una es que se desarrolle una esquistosidad grosera con ligeras ondulaciones de los planos de la esquistosidad previa (S2), la otra es la formación de texturas de tipo S-C, con criterios de falla inversa y con un sentido de movimiento del bloque NE hacia el SO, lo cual es coherente con la vergencia de los pliegues que se desarrollan en este dominio.

3.3.4.- ESTRUCTURAS TARDÍAS

3.3.4.1.- Bandas de cizallas

3.3.4.2.- Crenulación subhorizontal

En general, en todos los materiales que han desarrollado una foliación tectónica muy intensa, se ha observado una crenulación muy suave y que en la zona tiene una dirección NNE-SSO y con buzamiento al E.

Esta crenulación subhorizontal llega a desarrollar su propio clivaje y tiende a formarse normalmente a las foliaciones previas muy finas, en especial en las pizarras de carácter filonítico y sobre todo en las pizarras de la base del Ordovícico Inferior

En aquellas pizarras donde la S3 es muy intensa, esta crenulación se aprecia muy bien en los microlitones filíticos.

Esta crenulación es más visible en las rocas del Ordovícico Inferior que circundan los materiales del “Ollo de Sapo” y así se ha descrito tanto en el Sinforme del Sil-Truchas como en el Sinforme de Alcañices.

Esta crenulación tardía sería la descrita por MARTÍNEZ GARCÍA (1973) como la asociada a la fase V de deformación y la describe como una esquistosidad con planos axiales, que

por lo general, son subhorizontales, inclinados entre 20° y 35° hacia el N. También señala que esta esquistosidad tardía se encuentra en la antifirma de Sanabria, Sinforme de Truchas, así como en la zona de La Canda.

GONZÁLEZ CLAVIJO (1997) describe esta crenulación tanto en el flanco sur como en el flanco norte del Sinforme de Alcañices y en la parte oriental llega a desarrollar su propia esquistosidad subhorizontal.

La edad relativa de esta crenulación tardía es post-D3, ya que afecta a la crenulación D3 (diap. de campo y canuto).

En campo, esta crenulación es bien visible cuando los planos de la D3 se encuentran verticales y les da el Sol, apreciándose una rizadura bastante intensa. Este clivaje de crenulación es bien conocido entre los trabajadores de la industria pizarrera de las regiones que circundan los afloramientos del “Ollo de Sapo” y es conocida con él termino de “**panilla**”.

GONZÁLEZ CLAVIJO (1997) señala que la compresión subvertical necesaria para generar esta crenulación podría relacionarse con los episodios de relajación del final de la orogénia que, al producir una extensión subhorizontal, podrían manifestarse como un acortamiento suave en la vertical.

3.3.4.3.- Fracturas

HACER UNA FIGURA CON LAS PRINCIPALES ESTRUCTURAS-FALLAS

3.3.4.3.1.- Falla de Chandoiro

La falla de Chandoiro se encuentra en el extremo Oeste de la zona de estudio y se ha tomado como límite occidental.

Inicialmente, esta estructura fue estudiada por IGLESIAS PONCE DE LEÓN y VAREA (1982), esta estructura es del mismo tipo que la falla de Vivero. Posteriormente ha sido ROMÁN BERDIEL (1995), ROMÁN BERDIEL *et al.* (1997) y ARANGUREN *et al.* (1996) quienes estudian de nuevo esta estructura.

Esta estructura se trata de una gran falla normal con una dirección aproximada N-S y con un buzamiento al Oeste, variando entre 40° y 70°, dando lugar al hundimiento del bloque Oeste.

Esta falla se encuentra afectando a la granodiorita de A Veiga, ortogneis de Covelo, materiales de la Serie de Viana y formación “Ollo de Sapo” y materiales de Ordovícico Inferior, en una banda que tiene una anchura aproximadamente de 3 Km.

Dentro de la granodiorita de A Veiga existe una zona de deformación donde se pueden observar texturas de tipo S-C, indicando un movimiento del bloque de techo hacia el Oeste. Los planos C tienen un espaciado medio entre ellos de unos 2 cm, con desarrollo de una lineación mineral.

En la ***diap. 10-22 a 25 se observan texturas S-C, marcando el carácter extensional de esta estructura e indicando un movimiento del bloque de techo hacia el Oeste. Además, la lineación mineral que desarrollan es muy visible como se aprecia en la ***diap. 8-34.

En el resto de los materiales, que ya tienen una fábrica planar desarrollada, lo que puede observarse son planos frágiles sobre los que también se desarrollan lineaciones minerales.

En las figuras 4.* y 4.* se observan los diagramas de polos de los planos de falla y de las lineaciones minerales asociados al desarrollo de esta estructura. La lineación mineral tiene una dirección media de 290°.

A lo largo del trazado de esta falla es frecuente observar diques de cuarzo, sellando esta estructura. Estos tienen una potencia y longitud muy variable.

ROMÁN BERDIEL (1995) y ROMÁN BERDIEL *et al.* (1995) señalan que este evento se produce durante los estadios tardíos del emplazamiento de la granodiorita de A Veiga, cuyo enfriamiento se produce dentro de un régimen distensivo, quedando registrado por la falla de Chandoiro. Además también indican que el desarrollo de esta falla está ligado a la falla de Vivero.

CARACTERIZACIÓN MICROSCÓPICA DE LOS PROCESOS DE DEFORMACIÓN EN LA FALLA DE CHANDOIRO

Los cristales de cuarzo que forman parte de la mesostasis de los granitoides, tienen hábito subhedral con extinción ondulante. Esto se debe a que cristaliza en los últimos estadios de enfriamiento del magma, donde no queda espacio libre para su desarrollo y se producen imperfecciones en la red cristalina.

El contenido en micas de los granitoides se encuentra comprendido entre 2% y 12%, o bien pueden llegar a tener contenidos superiores. Las micas juegan un papel bastante importante durante el proceso de deformación de la roca, aunque en la gran mayoría de los trabajos bibliográficos consultados los efectos que puedan producir las micas están minimizados y los estudios se han realizado sobre un agregado cuarzofeldespático, considerando así, sólo dos fases minerales. En este apartado se intentará explicar el papel que juegan los filosilicatos, así como los procesos deformativos que sufren.

El comportamiento de los minerales que forman las rocas frente a procesos deformativos mecánicos, está marcado por el grado metamórfico en el cual se produce, y en el cual intervienen diversas variables como son la temperatura, la presión de confinamiento, la presión de fluidos, la velocidad de rotura junto con la composición y textura del protolito de la roca original, etc.

Con el fin de comprender mejor la deformación de estas rocas graníticas, es necesario conocer los minerales que la componen (cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita), por lo que respecta a su estructura cristalina, foliación, maclado, partición.

El cuarzo no presenta ningún tipo de foliación, y un maclado poco desarrollado, pero sí es importante resaltar que los cristales de cuarzo pertenecientes a los granitoides

muestran en general extinción ondulante, lo que se debe a que estos cristales tienen defectos en su red cristalina, lo cual es conocido como deformación intracristalina.

Los cristales de cuarzo que forman parte de la mesostasis de los granitoides, tienen hábito subhedral con extinción ondulante. Esto se debe a que cristaliza en los últimos estadios de enfriamiento del magma, donde no queda espacio libre para su desarrollo y se producen imperfecciones en la red cristalina.

El cuarzo, generalmente es considerado como el mineral más frágil, cuando sufre una deformación en condiciones metamórficas de grado bajo a medio. Esto se debe a que el cuarzo se deforma por plasticidad intracristalina a bajas temperaturas, incluso inferiores a 300°C, lo que da lugar a procesos de recristalización dinámica.

Los feldespatos, tanto feldespato potásico como plagioclasa, se comportan de manera muy diferente al cuarzo bajo unas mismas condiciones metamórficas. Así, a temperaturas bajas, los feldespatos se comportan de una forma más frágil que el cuarzo, y esto puede estar relacionado a que los feldespatos presentan dos sistemas de esquistosidad bien desarrollados frente al cuarzo, el cual presenta una esquistosidad muy poco desarrollada e incluso está ausente. Otra característica que diferencia a ambos minerales es la lenta difusión del Al/Si en los feldespatos, lo cual evita el proceso de “recovery” a bajas temperaturas.

El hecho de que ambos feldespatos (feldespato potásico y plagioclasa) tengan un gran número de planos de debilidad, hace que los cristales se comporten de una forma muy concreta con respecto a la deformación

Por último, las micas (biotita y moscovita) presentan una esquistosidad perfecta según {001}. Este tipo de minerales se deforma principalmente por deslizamiento sobre (001)<110> ó (001)<100> y por lo tanto, los mecanismos de deformación que presentan son disolución por presión, microfracturación-microfisuración, extinción ondulante, “kink” y plegamiento. Estos dos últimos son los más frecuentes dentro de las micas.

Los pliegues se desarrollan en la zona más externa del cristal, mientras disolución por presión y “kink” se desarrollan con mayor frecuencia hacia las zonas internas del cristal que está plegado.

2.- ESTADIO SUBMAGMÁTICO

Durante el proceso de enfriamiento del magma, y en los últimos estadios de cristalización magmática, puede llegar a desarrollarse una mineralogía de carácter secundario que se desarrolla sobre los minerales de cristalización temprana, como son los feldespatos (feldespato potásico y plagioclasa), en los que influye el líquido residual, principalmente la sílice.

En el caso de la plagioclasa, es muy frecuente observar procesos de alteración con formación de sericita y moscovita; estos minerales se desarrollan con preferencia en los planos de mayor debilidad por donde pueden circular los fluidos, como son los planos de exfoliación y los planos de macla. Otros procesos iguales a este pueden observarse en diversas fotografías que se exponen a continuación.

3.- DEFORMACIÓN DÚCTIL-FRÁGIL

La deformación de carácter dúctil-frágil que puede observarse en las muestras estudiadas, se produce en unas condiciones metamórficas de grado medio, encontrándose en la transición entre las facies de esquistos verdes y anfibolitas (ver fotografías 3.3-L-3 a 3.3-L-11), y más concretamente en la parte alta de la facies de los esquistos verdes, lo que corresponde a deformaciones producidas en el nivel medio de la corteza.

El rango de temperatura en el cual se produce esta deformación, puede encontrarse entre los 300° y 450°C. (Ver capítulo 1 de este informe).

DEFORMACIÓN DÚCTIL-FRÁGIL

La deformación de carácter dúctil-frágil que puede observarse en las muestras estudiadas, se produce en unas condiciones metamórficas de grado medio, encontrándose en la transición entre las facies de esquistos verdes y anfibolitas, y más concretamente en la parte alta de la facies de los esquistos verdes, lo que corresponde a deformaciones producidas en el nivel medio de la corteza.

El rango de temperatura en el cual se produce esta deformación, puede encontrarse entre los 300° y 450°C.

En las fotografías 3.3-L-3, 3.3-L-7 y 3.3-L-9 pueden observarse un aspecto general de cómo se deforma en condiciones dúctiles-frágiles el granito de grano grueso, de dos micas, porfídico, que aflora al NE de la zona de estudio. Se observa cómo los únicos minerales que se comportan de forma dúctil son el cuarzo y las micas, dando lugar a la formación de “ribbons” sigmoidales, donde el cuarzo sufre procesos de recristalización dinámica (fotografías 3.3-L-5 y 3.3-L-6), con la neoformación de cristales que presentan características típicas de este proceso como son un tamaño de grano pequeño y bastante homogéneo, con formas poligonales y puntos triples de unión, o bien, estos cristales nuevos presentan formas alargadas, acorde con el movimiento deformativo que sufre la roca. Las micas, principalmente la biotita, llegan a presentar un comportamiento dúctil y forman “peces de micas”, marcando la misma orientación que los “ribbons” de cuarzo.

En la fotografía 3.3-L-4 se observa un cristal de biotita, en el cual puede observarse cómo tiene pequeños “kink” en su interior, así como extinción ondulante, pero lo más llamativo es la orla que presenta de moscovita más ilmenita. Esto nos indica cómo la deformación produce en los cristales de biotita la siguiente reacción:



Por lo que respecta a los feldespatos, tanto la plagioclasa como el feldespato potásico, se comportan de forma frágil, sólo la plagioclasa en algunos casos y en estadios tempranos de la deformación, tiene un comportamiento ligeramente dúctil, observándose cristales doblados (ver fotografías 3.3-L-10 y 3.3-L-11).

De forma particular, la plagioclasa sufre procesos de rotura (ver fotografías 3.3-L-7, 3.3-L-8, 3.3-L-9 y 3.3-L-10), dando lugar a la formación de grietas tensionales que se

rellenan de cuarzo, neoformado, a partir del desarrollo de los “ribbons”, dado que la sílice migra hacia los huecos creados.

Por lo que respecta al feldespato potásico, muestra un comportamiento distinto a la plagioclasa, es un mineral más competente-frágil, por lo que los cristales sufren cierta rotación y desarrollan microfisuras.

Con posterioridad a esta deformación dúctil-frágil, se desarrolla otro episodio deformativo frágil, con desarrollo de microfisuras, que afectan principalmente a los “ribbons” y a los cristales de plagioclasa.

Sobre un “ribbons de cuarzo”, donde puede observarse cómo el cuarzo ha sufrido procesos de recristalización dinámica, con formación de cristales nuevos de cuarzo, los cuales tienden a tener formas poligonales, con brechas rectas e incluso puntos triples de emisión.

Detalle textural de la fotografía 3.3-L-5, donde se observan los cristales nuevos de cuarzo, desarrollados por recristalización dinámica.

3.4.- RELACIÓN DE SEMEJANZA CON OTRAS ZONAS

*** Hacer bien este punto

Es de destacar la similitud existente entre las estructuras que se encuentran entre la zona de Sanabria y Villadepera, en el Oeste de la provincia de Zamora (VILLAR ALONSO, 1990), y en las que hay entre Hiendelaencina y El Cardoso, en la provincia de Guadalajara.

Según GONZÁLEZ LODEIRO *et al.* (1988), en el extremo oriental del Sistema Central Español se encuentran, de Este a Oeste:

Antiforme de Hiendelaencina, es un pliegue antiformal de tercera fase que repliega un anticlinal de primera y en cuyo núcleo afloran gneises glandulares de tipo “Ollo de Sapo”.

Antiforme de El Cardoso, esta estructura es de tercera fase como la anterior, donde en el núcleo también afloran los gneises microglandulares de El Cardoso, intercalados en una serie metasedimentaria preordovícica, similar al Complejo Esquisto Grauváquico.

Esta sucesión de estructuras es equivalente a las que se encuentran en el Oeste de la provincia de Zamora y que de Norte a Sur se encuentra el Antiforme de Sanabria, que es la continuación del antiforme del “Ollo de Sapo”.

Estas dos zonas, en las que la estratigrafía y la estructura son muy similares, constituyen dentro de la ZCI el Dominio de los Pliegues Tumbados (DÍEZ BALDA *et al.*, 1990), donde se hace referencia a la vergencia de los pliegues de primera fase.

3.4.- DEFORMACIÓN ALPINA

4.- METAMORFISMO

4.1.- METAMORFISMO REGIONAL

Los materiales metasedimentarios, metavolcánicos, ortogneisicos, etc., representados en el área que comprende esta Hoja han sido afectados por un metamorfismo regional progrado, simultáneo con la deformación varisca, que va desde la epizona (zona de la clorit) hasta la catazona (zona de la sillimanita+feldespató potásico).

En base a los minerales índice presentes en los metasedimentos se han distinguido las siguientes zonas, limitadas por la aparición de cada uno de estos minerales:

- Zona de la clorita
- Zona de la biotita
- Zona del granate
- Zona de la estaurolita-andalucita
- Zona de la sillimanita
- Zona de la sillimanita+feldespató potásico

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

Los procesos tectónicos extensionales dentro de la evolución de las áreas orogénicas ha experimentado un creciente interés, dichos procesos son esenciales para explicar el rápido retorno al espesor normal de la corteza engrosada durante la tectónica compresiva dentro de la evolución de una Orogenía (ESCUDE, 1995). Las rocas profundas exhumadas mediante estos procesos suelen aparecer como complejos plutono-metamórficos de escala regional y de geometría a menudo domática, caracterizados por una intensa deformación dúctil y desarrollo de una extensa migmatización.

El rápido levantamiento que experimentan estos complejos es consecuencia del hecho de que constituyen el bloque de muro de zonas de cizallas dúctil de bajo ángulo y movimiento normal, según un mecanismo semejante al propuesto para los “*metamorphic core complex*” del Oeste de Norteamérica (DAVIS, 1980; CONEY y HARMS, 1984; WERNIKE *et al.*, 1987; HODGES *et al.*, 1987). Más recientemente, en España se han descrito estructuras semejantes en el Oeste Peninsular por Escuder (1995, 1999), donde describe de forma muy detallada las trayectorias PTt seguidas por los materiales afectados por estos procesos tectónicos.

El estudio del metamorfismo dentro de la zona de estudio presenta serios problemas debido, principalmente, a que la composición de las rocas que componen casi toda el área está compuesta por rocas de la formación “Olló de Sapo”, rocas en las que no son adecuadas para la aparición de minerales índice de metamorfismo.

Los trabajos previos sobre el metamorfismo de esta zona son, principalmente, FERRAGNE (1972), MARTÍNEZ GARCÍA (1973) e IGLESIAS PONCE DE LEÓN y VAREA (1982).

Según FERRAGNE (1972), hay cuatro episodios de metamorfismo, a los cuales denomina M1 a M4. Los tres primeros son Precámbricos y afectarían a la Serie de Viana, y el cuarto a todo el conjunto Precámbrico y Paleozoico de edad Varisca. El primer metamorfismo M1 lo considera intermedio de alta presión, el M2 lo denomina metamorfismo blastomilonítico, un tercer metamorfismo, M3, de alta presión y con una migmatización heterogénea y por último, el M4 es un metamorfismo de baja presión y que lleva asociado una migmatización homogénea.

Este mismo autor realiza dataciones de roca total sobre las rocas metamórficas de la Serie de Viana, obteniendo una edad de 475 Ma, la cual correspondería al metamorfismo M3 descrito por este autor y a la migmatización. Al mismo tiempo, también data las biotitas y moscovitas de estas rocas, con un resultado de 275 Ma, para ambos minerales. La edad medida para las micas, minerales muy sensibles a la recristalización metamórfica, corresponderían al último metamorfismo M4 y que correspondería al fin del Carbonífero (fase Astúrica).

Para MARTÍNEZ GARCÍA (1973), en lo que él denomina Serie de Porto, que para nosotros la denominamos “Serie de Viana”, son dos los episodios metamórficos que se pueden diferenciar. El primero sería un metamorfismo de alta presión y de edad Silúrico Medio asociado a la Orogenía Cadomiense y el segundo de presión intermedia asociado a la Orogenía Varisca.

Por último, IGLESIAS PONCE DE LEÓN y VAREA (1982) indican que sólo hay un metamorfismo que comenzaría con la fase 1 y alcanzaría su punto máximo entre las fases 1 y 2 de deformación varisca. Este metamorfismo sería del tipo distena-sillimanita y que evolucionaría hacia un metamorfismo con andalucita-sillimanita.

Como se ha indicado al inicio de la memoria, el área de estudio puede dividirse en dos grandes unidades en función de su evolución tectonotermal diferente. El límite entre estas dos unidades se puede llegar a ver de forma clara en determinadas zonas y se puede comprobar con gran facilidad que en menos de 2 km de espesor estructural, existe una transición brusca desde las rocas con clorita a las rocas que muestran procesos de migmatización (Serie de Viana, gneises bandeados y ortogneises glandulares) y que es donde se puede poner un límite entre las zonas que presentan una evolución tectonotermal distinta.

4.1.1.- ASOCIACIONES MINERALES Y ZONAS METAMÓRFICAS EN METAPELITAS

En términos químicos, las reacciones en rocas pelíticas involucran principalmente a los componentes SiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO, K₂O y H₂O, y la mayoría de los estudios teóricos y experimentales intentan modelar rocas naturales que usan este sistema simplificado que se ha conocido como el KMFASH.

A grado metamórfico progresivamente mayor, la aparición de la andalucita coincide con la desaparición de la clorita, la andalucita es sustituida por sillimanita en su variedad de

fibrolita y aparecen las asociaciones de alto grado con Sil + Kfs, localizadas en el contacto entre las dos zonas con distinta historia.

4.1.1.1.- Zona de la clorita

Esta zona se encuentra sobre todo en la mitad oriental de la zona de estudio y en especial dentro de las litologías más apropiadas para la formación de los minerales índice característica.

Esta zona se caracteriza por la presencia de clorita y de una mica blanca de composición moscovítica, además de la ausencia de biotita.

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

- 1.- cuarzo + moscovita
- 2.- cuarzo + moscovita + clorita
- 3.- cuarzo + moscovita + clorita + cloritoide
- 4.- cuarzo + moscovita + cloritoide
- 5.- cuarzo + moscovita + albita
- 6.- cuarzo + moscovita + albita + clorita

Dentro de las cuarcitas aparecen las asociaciones 1 y 2, además de otras dos asociaciones:

- 7.- cuarzo + moscovita + cloritoide
- 8.- cuarzo + moscovita

Para las rocas de la Formación “Ollo de Sapo” que se encuentran en la mitad oriental, uno de los hechos más característicos es la ausencia de feldespatos potásicos en las láminas delgadas. Así, los fenocristales y glandulas de feldespato potásico pierden todo el potasio, el cual va a pasar a la formación de micas (biotita, o bien a las micas blancas que forman parte de la matriz).

Los fenocristales y glandulas de feldespato potásico presentan texturas en damero (*chessboard*), la cual es una textura típica de procesos metamórficos de bajo grado, indicando procesos de albitización, en especial de aquellos cristales de alta temperatura.

4.1.1.2.- Zona de la biotita

En general, esta zona se caracteriza por la presencia de biotita y un fuerte empobrecimiento de clorita. Además se encuentra la ausencia de Kfs en las metapelitas pobres en Al y litologías semipelíticas.

La definición de la zona de la biotita no es tan correcta como se supuso originalmente, ya que ha sido señalado por MATHER (1970) que las rocas en las que la biotita se desarrolla primero no son estrictamente pelitas sino que son grauvacas con feldespato potásico detrítico, donde las biotitas pueden formarse por la reacción:

Feldespatos potásicos + Clorita → Biotita + Moscovita + Cuarzo + H₂O [R.4.*]

Esta reacción puede darse con facilidad en los materiales de la Formación “Ollo de Sapo” ya que la roca de forma original tiene una gran cantidad de feldespatos potásicos y esto podría explicarse por el aporte que hacen los fenocristales y las glándulas de Kfs, dando lugar a la textura en damero que presentan estas rocas dentro de la zona de la facies de los esquistos verdes (zonas de la biotita y de la clorita).

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



La aparición de la biotita depende de la relación Fe/Mg de la roca, por lo que la paragénesis Bt + Ms aparecerá antes en las rocas de composición más rica en Fe que en las de composiciones más ricas en Mg, esto conlleva la aparición de la asociación Chl + Ms + Bt en un intervalo amplio de temperatura.

Con un aumento de la temperatura y la desaparición de Kfs, la biotita puede formarse en rocas ricas en K⁺, directamente desde la clorita.

- 1.- cuarzo + moscovita + biotita
- 2.- cuarzo + moscovita + biotita + clorita
- 3.- cuarzo + moscovita + biotita + plagioclasa
- 4.- cuarzo + moscovita + biotita + clorita + plagioclasa
- 5.- cuarzo + moscovita + biotita + cloritoide
- 6.- cuarzo + moscovita + biotita + clorita + cloritoide

En las cuarcitas se pueden observar las asociaciones 1, 2 y 3, además de:

- 7.- cuarzo + epidota + biotita

La asociación nº 2 es la que indica la entrada de la isograda de la biotita.

Para las rocas que forman parte de la Formación “Ollo de Sapo”, la asociación nº 1 es la más frecuente.

4.1.1.3.- Zona del granate

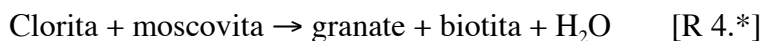
¿La aparición del granate coincide con la aparición de estauroлита?.

El próximo mineral en aparecer en la sucesión del metamorfismo Barroviense es el granate, y en estas rocas pelíticas son típicamente esquistos cuyos minerales son bastante fáciles de ser identificados en lámina delgada.

Frecuentemente forman porfiroblastos, lo cual puede ayudar a distinguir granates ricos en componente almandínico, típico de la zona del granate, de los granates que se desarrollan a más bajas condiciones metamórficas, granates con una composición más cercana a la espartina, desarrollados en sedimentos ricos en Mn, y que generalmente tienen un tamaño de grano menor que los primeros.

La asociación típica para rocas pelíticas es: cuarzo + granate + biotita + clorita + moscovita + plagioclasa.

La reacción continua más probable para la formación de granate, que suele ser rico en almandino, es:



La zona del granate también está marcada, a menudo, por un cambio en la composición de la plagioclasa, esto a podido ser comprobado tanto en rocas metasedimentarias como en rocas ígneas metamorfizadas. A más bajo grado metamórfico, la plagioclasa que se puede encontrar es albita, y el Ca puede estar presente en la roca en minerales del grupo de la epidota (epidota, zoisita, clinozoisita) o bien en otras fases minerales.

En las calidades más bajas el único plagioclasa encontrado está albita, y el Ca^{2+} puede estar presente en la piedra en epidota adicionales o otras fases.

Las asociaciones minerales presentes dentro de las litologías apropiadas son:

- 1.- cuarzo + moscovita + biotita + granate
- 2.- cuarzo + moscovita + biotita + granate + plagioclasa
- 3.- cuarzo + biotita + granate
- 4.- cuarzo + moscovita + biotita
- 5.- cuarzo + moscovita + clorita + biotita
- 6.- cuarzo + moscovita + granate

4.1.1.4.- Zona de la estaurolita

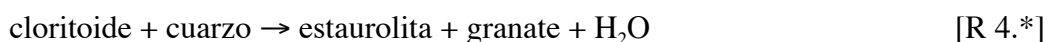
Es con esta zona con la que comienza el grado medio de metamorfismo, en el sentido de WINKLER (1978), así como la facies de las anfibolitas.

Dentro del Sinforme de Alcañices, la estaurolita, la cual define esta zona se encuentra en los niveles más pelíticos de los Esquistos de Villalcampo (VILLAR ALONSO, 1990) (¿Serie de Transición del Cándana, Cámbrico?) y en lo que se define como micaesquistos del Ordovícico Inferior (GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997).

La estaurolita es un mineral que se caracteriza por crecer y/o desarrollarse en rocas pelíticas, cuya composición es rica en Al y pobres en Ca.

Las rocas pelíticas pertenecientes a esta zona presentan una asociación mineral típica, la cual es: cuarzo + biotita + moscovita + estaurolita + granate + plagioclasa.

En áreas donde las pelitas son aluminosas, la estaurolita se produce a través de la desaparición del cloritoide por medio de la siguiente reacción:



Evidencias texturales para el desarrollo de la reacción se encuentra en algunos esquistos con estaurolita que contienen relictos de cloritoide, conservados como inclusiones en granates.

La estaurolita también se encuentra en rocas pelíticas que hijo de la composición la haber desarrollado cloritoide alguna vez impropia. Aquí, la estaurolita pueden haber sido producida por la reacción discontinua:



Cuando esta reacción ha cesado, la estaurolita puede ser producida por la reacción continua que implica las fases restantes, por ejemplo:



Las asociaciones minerales presentes dentro de las litologías apropiadas son:

- 1.- cuarzo + moscovita + biotita + estaurolita
- 2.- cuarzo + moscovita + biotita + granate + estaurolita
- 3.- cuarzo + moscovita + biotita + plagioclasa + estaurolita
- 4.- cuarzo + moscovita + biotita + granate + plagioclasa + estaurolita
- 5.- cuarzo + moscovita + clorita + biotita + granate + plagioclasa + estaurolita
- 6.- cuarzo + moscovita + estaurolita
- 7.- cuarzo + biotita + granate + estaurolita
- 8.- cuarzo + moscovita + biotita

4.1.1.5.- Zona de la andalucita

Se puede observar una estrecha relación entre la litología y el desarrollo de andalucitas llegando a observarse verdaderos esquistos andalucíticos, como por ejemplo en las pizarras de la base del Ordovícico Inferior, tanto en el borde Sur (Sinforme de Alcañices, MARTÍNEZ GARCÍA, 1973; GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997) como en el borde Norte (Sinforme de Truchas). Además también se han observado en otras zonas como en las filitas del Ordovícico Inferior de la Unidad de los Montes del Invernadeiro y dentro del Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-os-Montes (FARIAS, 1990).

Esta zona se caracteriza por la presencia de andalucita, la ausencia de clorita primaria en las rocas con moscovita.

En rocas ricas en Al, la reacción [R 4.*] puede explicar la inclusión de cristales de estaurolita en andalucita y la desaparición total de la estaurolita en la matriz.



Las asociaciones minerales presentes dentro de las litologías apropiadas son:

- 1.- cuarzo + moscovita + andalucita
- 2.- cuarzo + moscovita + cloritoide + andalucita
- 3.- cuarzo + moscovita + biotita + andalucita
- 4.- cuarzo + biotita + andalucita ± estaurolita ± granate
- 5.- cuarzo + moscovita + granate + andalucita
- 6.- cuarzo + moscovita + biotita + andalucita ± estaurolita ± granate ± plagioclasa

4.1.1.6.- Zona de la sillimanita

Esta zona se caracteriza por el cambio de andalucita, o distena por sillimanita, como polimorfo del Al_2SiO_5 estable. Dentro de esta zona es frecuente observar como los cristales de And se encuentran rodeados por sillimanita, en su variedad de fibrolita, transformándose a partir de los bordes. La sillimanita prismática, aunque se puede observar, esta se restringe a la facies de la granulita, excepto cuando ella aparece pseudomorfizando a la andalucita.

Las asociaciones minerales presentes dentro de las litologías apropiadas son:

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

4.1.1.7.- Zona de la sillimanita – feldespato potásico

Esta segunda zona de la sillimanita se caracteriza por la desaparición de moscovita primaria y la formación de sillimanita y feldespato potásico. Esto se puede explicar por medio de la reacción [R 4.*], descrita por *****.



Las asociaciones minerales presentes en esta zona son:

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

4.1.2.- ASOCIACIONES MINERALES EN ROCAS CALCOSILICATADAS

Como ya se ha indicado en apartados anteriores, las intercalaciones de rocas calcosilicatadas y/o gneises calcosilicatados, aparecen entre los paragneises formando capas y lentejones - boudines de espesor variable, desde varios centímetros hasta varios metros de potencia, alternando con niveles métricos de mármoles calcíticos y

dolomíticos, o bien entre capas de cuarcitas, semejantes a las cuarcitas de Dradelo, pero siempre dentro de la zona metamórfica de mayor grado (“Serie de Viana do Bolo”).

Las reacciones minerales en rocas calcosilicatadas pueden ser de gran ayuda a la hora de ser utilizadas como indicadores del grado metamórfico, pero gran parte de estas reacciones son muy dependientes de la movilidad y las actividades del H₂O y CO₂.

En facies de anfibolitas, la asociación mineral está compuesta por:

“plagioclasa + hornblenda + actinolita + biotita + epidota + zoisita + ilmenita ± cuarzo ± granate ± esfena ± mica blanca ± clorita ± calcita ± apatito”.

En las rocas con mayor grado, que contienen sillimanita, la asociación mineral es:

“plagioclasa + hornblenda + ilmenita ± cuarzo ± esfena ± calcita ± biotita ± apatito”.

Dentro de las rocas calcosilicatadas, las asociaciones minerales pertenecientes a la zona de la sillimanita están representada por:

- 1.- cuarzo + plagioclasa + anfíbol + esfena (titanita) ± biotita ± granate ± piroxeno
- 2.- cuarzo + plagioclasa + piroxeno + granate + esfena (titanita)

4.1.3.- ASOCIACIONES MINERALES EN ANFIBOLITAS

Las rocas anfibolíticas ya han sido descritas detalladamente en el apartado 2. En general y de forma escueta, aparecen como boudines estirados según la lineación L2 e intercalados entre los gneises de la “Serie de Viana”, y pueden reconocerse dos tipos en cuanto al color que presentan, los primeros tienen tonos oscuros, un tamaño de grano fino y donde es fácil reconocer granates. El segundo tiene tonos claros con un moteado de color oscuro muy característico.

Las anfibolitas con granate presentan la asociación: plagioclasa + cuarzo + granate + hornblenda + clinopiroxeno. Esta asociación es típica de la facies anfibolítica.

En las láminas delgadas es frecuente observar procesos de retrometamorfismo, donde la hornblenda puede aparecer transformada en sus bordes a otro anfíbol de carácter actinolítico, junto con clorita. La plagioclasa se encuentra total o parcialmente reemplazada por un agregado de grano fino de epidota + zoisita + clinozoisita + albíta + cuarzo + moscovita (mica blanca). Por lo tanto, la presencia de un anfíbol actinolítico junto con albíta + epidotas + clorita es indicativa de unas condiciones metamórficas dentro de la facies de los esquistos verdes.

4.1.4.- RELACIONES ENTRE PORFIROBLASTOS Y RELACIONES ENTRE BLASTESIS – DEFORMACIÓN

El estudio microestructural de las interrelaciones entre el desarrollo de la esquistosidad y el crecimiento de los minerales metamórficos, es necesario para la determinación de las relaciones temporales entre la deformación y el metamorfismo.

En general, los porfiroblastos son generalmente poiquiloblásticos, se comportan de forma rígida durante la deformación y tienden a conservar la estructura interna durante el metamorfismo retrógrado, por lo que son buenos indicadores de la trayectoria de la deformación durante el crecimiento de los blastos.

Las relaciones microtexturales que se pueden establecer con el estudio de los porfiroblastos y la foliación que presenta la matriz de las rocas pueden ser de diversos tipos: (1) inclusiones en los minerales índices; (2) morfología de las inclusiones en los minerales índices; (3) las relaciones pseudomórficas.

La **clorita** se desarrolla a lo largo de toda la historia deformacional y metamórfica.

En determinados puntos se ha observado una clorita primaria que se presenta como cristales elipsoidales, rodeados por la esquistosidad principal S1 y con los planos de exfoliación cruzados con respecto a ella. ¿????

El principal tipo de clorita se presenta en cristales aciculares y tabulares de tamaño pequeño y son los que definen las distintas foliaciones (S1 y S3). También se encuentran cristales de clorita en las sombras de presión, siempre en la zona metamórfica de la clorita.

Otro tipo de clorita se presenta como porfiroblastos de mayor tamaño que los anteriores, de hábito subhedral a anhedral, de color verde, pleocroicos y que se superpone a las foliaciones de la roca. Este tipo de clorita se forma sintectónica a postectónica con respecto a D3.

También se puede observar como porfiroblastos procedentes del metamorfismo de contacto de los granitoides que se encuentran en la zona, como son la granodiorita de A Veiga (NO de la zona) o bien en el Sur, debido al granitoide de Padornelo. ¿????

Por último, la clorita es un mineral muy frecuente y que se produce como un producto de alteración o retrometamorfismo de otros minerales como son la biotita y el granate. *** poner fotos de ejemplo.

El **cloritoide** es un mineral que presenta una preferencia por ciertas litologías, encontrándose probablemente en niveles cuya composición sea muy rica en hierro, como puede ser el nivel de pizarras negras que se encuentran hacia la base del Ordovícico Inferior y las pizarras de Luarca. También se ha observado en las cuarcitas

En general, suele aparecer como cristales individuales, prismáticos, tabulares o bien formando gavillas y rosetones. Presenta un relieve elevado en relación con el cuarzo (***) fotos de las cuarcitas) y, en general, suele ser incoloro aunque puede llegar a tener un ligero pleocroísmo desde incoloro a verde pálido. También se observan secciones con exfoliación, las cuales suelen ser las que presentan un pleocroísmo más intenso.

Cuando los cristales se encuentran frescos, estos presentan maclas polisintéticas. *** fotos de microscopio.

El desarrollo de este mineral es siempre y de forma clara anterior al desarrollo de las crenulaciones de fase 3 (D3), por lo que su formación debe de considerarse como previa a la D3.

La **moscovita** al igual que la clorita, este mineral se desarrolla a lo largo de toda la historia deformacional y metamórfica. Asimismo, también pueden diferenciarse varios tipos de moscovitas, asociadas a los distintos procesos tectono-metamórficos.

El principal tipo de moscovita y el más generalizado es el que aparece como cristales de hábito lepidoblástico. Tienen un tamaño variable en función de la zona metamórfica en la que se desarrolla y forma parte de los minerales que definen la foliación.

En la zona de clorita se presenta en cristales de tamaño pequeño, marcando la fábrica principal.

Dentro de la zona de la sillimanita, en especial dentro de la “Serie de Viana”, se observan grandes porfiroblastos de moscovita de hábito anhedral, fuertemente poiquiloblásticos, incluyendo sobre todo a sillimanita a la cual se encuentra reemplazando y con cristales de cuarzo.

La **biotita** se encuentra principalmente definiendo la S2, tanto en los materiales metasedimentarios como en los distintos ortogneises, glandular y Covelo.

Una de las características más llamativa de la biotita es su presencia en las sombras de presión que se desarrollan en los fenocristales pertenecientes a los materiales de la Formación “Ollo de Sapo” y en especial en el ortogneis glandular. Estos cristales se desarrollan desde el inicio de la primera fase deformativa (D1) hasta casi el final de la tercera fase deformativa (D3). Cuando se encuentran definiendo la S1, estos cristales tienen un tamaño pequeño,

El granate

La **estauroлита**, en general, crece en cristales con un hábito euهدral a subهدral, aunque en general suele tener hábitos muy euهدrales y presentando las típicas secciones hexagonales. Tienen un relieve alto y con un pleocroísmo que varía desde un color amarillo a amarillo pálido. Los cristales tienen carácter poiquiloblástico e incluyen sobre todo cuarzo y minerales opacos con un tamaño fino y alargado que suelen encontrarse con una disposición helicítica.

El crecimiento de la estauroлита abarca desde el inicio de la segunda fase deformativa, sin-D2 y durante la duración de esta, durante la cual se desarrollan cristales con texturas helicíticas. **** fotos de microscopio

La **andalucita** comienza a desarrollarse siempre con posterioridad al desarrollo de la estauroлита. Suele presentarse en cristales de hábito euهدral a subهدral, con relieve alto y con el típico pleocroísmo en la parte central de los cristales en tonos rosados. Son cristales fuertemente poiquiloblásticos y una de las características más llamativas es que incluye de forma parcial o total a cristales de estauroлита y granate.

Los porfiroblastos de andalucita son muy abundantes, llegando a definirse por autores precedentes unos esquistos andalucíticos.

En las zonas circundantes, en especial en el Sinforme de Alcañices, también se describen unos “micasquistos andalucíticos” muy característicos y que se encuentran principalmente en la parte basal del Ordovícico Inferior (GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997).

Por último, se puede diferenciar una andalucita desarrollada por un metamorfismo de contacto inducido por la intrusión de los diversos granitoides presentes por toda la zona y que es claramente post-D3.

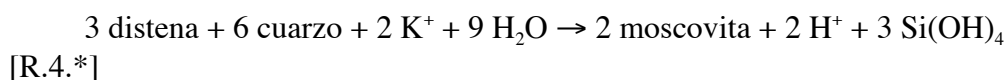
La **cordierita** sólo se ha observado en una zona muy restringida, en las cercanías de la localidad de Requejo.

Se presenta en cristales pequeños con unos bordes alterados a micas, otras veces se observan secciones rectangulares completamente retrogradados a un agregados de micas (moscovita, biotita y clorita).

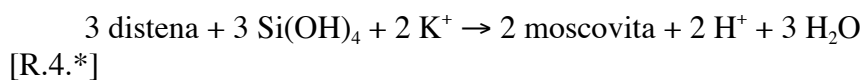
La **distena** siempre que se ha observado se encuentra incluida (blindada) en cristales de plagioclasa y siempre dentro de los gneises pertenecientes a la “Serie de Viana do Bolo”. Se caracteriza por tener un relieve mayor que la plagioclasa y a que presenta una exfoliación bien marcada debido a que los planos de exfoliación tienen unos tonos oscuros a negros.

Es aceptado por la comunidad científica que el hecho de que la sillimanita raramente crece directamente sobre la distena.

Frecuentemente, la distena está orlada por moscovita cuando se transforma, y esta reacción, suponiéndolo tiene lugar a un contacto entre la distena y el cuarzo, puede ser descrito por la reacción [R 4.*]:



Una vez que la distena ha sido orlada completamente por la moscovita, para que sea ningún más largo en contacto con cuarzo, puede continuar transformándose a través de la reacción [R 4.*]:



La **sillimanita** se presenta principalmente en su variedad de fibrolita, siendo muy ocasional las veces que se han observado secciones prismáticas.

El feldespató potásico

INSERTAR TABLA: MINERALES-FASES DE DEFORMACIÓN

4.2.- METAMORFISMO DE CONTACTO

Todos los cuerpos graníticos que se han cartografiado provocan un metamorfismo de contacto sobre los materiales encajantes, produciendo aureolas de contacto que se hacen visibles en el campo, bien como recristalizaciones corneánicas o como texturas mosqueadas y fenómenos de recristalización.

4.2.1.- GRANITOIDES DE LA ZAOL

4.2.1.1.- Macizo de Ponferrada

El macizo de Ponferrada da lugar a una aureola de contacto de poca extensión. Las rocas afectadas presentan asociaciones mineralógicas con biotita, andalucita y cordierita, englobando a la esquistosidad regional y principal que presentan las rocas encajantes.

Las rocas afectadas por metamorfismo de contacto corresponden a la Serie de Los Cabos, Pizarras de Luarca, Formación Agüeira y ampelitas silúricas. De entre ellas, las areniscas y cuarcitas presentan una gran recristalización, dando lugar a la formación de una textura en mosaico dentro del cuarzo.

Dentro de la Hoja de Bembibre (159) (VELANDO Y MARTÍNEZ, 1973), describen en su parte nororiental una zona sobre las pizarras de Luarca que presentan un metamorfismo de contacto, apareciendo pizarras y filitas mosqueadas.

En la realización de esta Hoja se ha comprobado dicho metamorfismo y al microscopio presentan grandes porfiroblastos de andalucita (quiasolita), que crecen sobre una matriz de sericita, cuarzo, grafito e hidroxidos de hierro. La quiasolita es claramente posterior a la esquistosidad principal de la roca, que es de tipo *slaty cleavage* (** ver muestra 159-AD-35 y foto 14-17).

Estas pizarras mosqueadas tienen su origen en un metamorfismo térmico, originado por un plutón granítico postectónico, que no llega a aflorar y que podría presentar características similares al de Ponferrada.

4.2.1.2.- Macizo de Cadafresnas

El macizo de Cadafresnas situado en la Hoja nº 157 (Oencia), intruye en pizarras y calizas de la formación Cándana (Cámbrico Inferior) en las que desarrolla metamorfismo de contacto. Las pizarras presentan aspecto mosqueado o noduloso y según D. Arias (comunicación personal) en contacto con las calizas del miembro inferior de la formación Cándana desarrolla un skarn piroxénico que presenta mineralizaciones de scheelita-bornita. Las pizarras presentan textura lepidoblástica marcada por la orientación paralela de micas y cristales elongados de cuarzo. Al microscopio los nódulos se distinguen del resto de la roca por la ausencia de biotita y predominio de clorita y moscovita; en algunos casos se desarrollan blastos de moscovita de mayor tamaño y disposiciones oblicuas respecto a la orientación dominante en la roca. Según SUÁREZ (1970 a), las asociaciones mineralógicas que presentan son:

Cuarzo-Biotita-Clorita-Óxidos de Fe

Cuarzo-Biotita-Clorita-Moscovita-(Andalucita ¿?)

Cuarzo-Clorita-Moscovita

4.2.2.- GRANITOIDES DE LA ZCI

4.2.2.1.- Macizo de A Veiga

Para la granodiorita de A Veiga se desarrolla un metamorfismo de contacto sobre los materiales en los que encaja, la secuencia volcanosedimentaria del “Ollo de Sapo” y en los materiales (micaesquistos) del Ordovícico Inferior. Es en estos últimos materiales donde mejor se puede apreciar la aureola de metamorfismo, en especial en los micaesquistos, ya que cuando se encuentra en contacto con las cuarcitas sólo se aprecian recristalizaciones del cuarzo dando lugar a la típica textura en mosaico. Cuando se encuentra en contacto con los materiales pertenecientes a la Formación “Ollo de Sapo” ocurre lo mismo que con las cuarcitas, produciéndose recristalizaciones de la matriz y en especial del cuarzo.

Las asociaciones minerales desarrolladas sobre los micaesquistos son:

Cuarzo + biotita + clorita

Cuarzo + biotita + andalucita

Sólo en un caso, en el extremo suroriental y dentro de los materiales pertenecientes a la secuencia volcanosedimentaria del “Ollo de Sapo”, se han observado cristales de andalucita y biotita que se sobreimpone a la foliación principal que tiene la roca.

4.2.2.2.- Macizo de La Rua

La forma en que aflora este macizo condiciona en gran parte las observaciones que se pueden realizar sobre el metamorfismo de contacto. Así, el borde occidental está definido por una falla normal con buzamiento al O y dirección N-S a N 160°E, mientras que el borde oriental está recubierto por sedimentarios detríticos terciarios y cuaternarios, con los que presenta localmente contactos mecánicos. El contacto septentrional es de carácter intrusivo y es donde se observa como el granito corta a metasedimentos ordovícicos (Pizarras de Luarca, Cuarcita Armoricana y esquistos moscovíticos).

Este macizo produce una aureola de contacto que tiene una anchura aflorante de algo más de 1 Km, y afecta a los materiales ordovícicos y silúricos, que presentan un metamorfismo regional de bajo grado. Los efectos del metamorfismo de contacto se manifiestan en la blastesis de andalucita y biotita cuyos blastos son posteriores a las microestructuras principales asociables a la tectónica y al metamorfismo regional varisco (incluyen a la esquistosidad de fase 2), no obstante, estos fenoblastos están afectados por una esquistosidad subhorizontal (¿panilla?) generalizada en esta zona y por aplastamientos más o menos intensos.

4.2.2.3.- Macizo de Bembibre-Villarino

4.3.- EVOLUCIÓN DEL METAMORFISMO

Los materiales que componen la zona de estudio han sido afectados por un metamorfismo regional progrado, simultáneo con la deformación varisca, que va desde la epizona (zona de la clorita) en la parte oriental a la catazona (zonas de la distena y sillimanita - feldespatos potásico) hacia la zona más occidental.

Las relaciones entre el crecimiento de porfiroblastos y los distintos episodios deformativos asociados con la Orogenía Varisca, descritos en el capítulo 3, nos indican que cada una de las distintas zonas metamórficas descritas se encuentran asociadas con los distintos momentos de la evolución orogénica.

En general, con las isogradas metamórficas establecidas se puede definir un metamorfismo de tipo barrowiense, el cual fue definido por BARROW (1893) en las Highlands meridionales de Escocia. Este metamorfismo se interpreta como de condiciones intermedias.

El metamorfismo barrowiense engloba al conjunto de condiciones, tanto temperatura como presión, de las facies de los esquistos verdes y de las anfibolitas, caracterizándose por ser la distena el primer polimorfo de Al_2SiO_5 en aparecer con el aumento de la temperatura, así como por la transición desde la distena a la sillimanita. Este metamorfismo se asocia con un engrosamiento cortical debido a procesos tectónicos compresionales.

4.3.1.- METAMORFISMO SINCINEMÁTICO CON D1 (M1)

El evento tectono-metamórfico D1 (M1) es el responsable del engrosamiento cortical, con desarrollo de un metamorfismo progrado de presiones intermedias de tipo barrowiense (M1), que es característico de los dominios colisionales con corteza continental engrosada. Con este evento se pueden relacionar diversas zonas minerales (clorita, biotita, estaurolita, granate, distena, sillimanita y sillimanita - feldespatos potásico).

Las asociaciones minerales con “**granate + estaurolita + biotita ± clorita**” y “**granate + biotita + distena ± estaurolita**”, se desarrollan regionalmente en metapelitas de otras áreas de la ZCI en relación con las fábricas compresionales, e indican la existencia de niveles metamórficos más profundos en la secuencia metamórfica M1 (OEN ING SOEN, 1970; ATHERTON *et al.*, 1974; MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, 1974; MACAYA *et al.*, 1991).

La aparición sincinemática con D1, de la asociación característica compuesta por biotita, granate, estaurolita, distena y sillimanita, permite establecer cartográficamente varias isogradas del metamorfismo M1, asociado con la deformación compresiva.

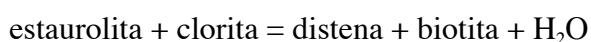
La aparición sincinemática con D1 de la asociación característica en esta zona, compuesta por: “**biotita + granate + estaurolita + sillimanita + distena**”, nos permite establecer la isograda de la distena, la cual se encuentra en la parte central y más occidental de la Serie de Viana.

La inclusión de granates en estaurolitas (Hoja de Viana do Bolo, 228) indica un aumento de la temperatura durante D1. La sucesión zonal es concordante con el aumento progresivo de la profundidad estructural D1, e indica la existencia de una típica zonación barrowiense de media presión/media temperatura. La sucesión pudo

desarrollarse a presiones un poco mayores, ya que se han definido y descrito asociaciones con distena.

El desarrollo de leucosomas con granate durante la parte final de la evolución progradada y el pico del metamorfismo, fue resultado de la fusión incongruente por deshidratación de la biotita.

Mediante restricciones impuestas por la compatibilidad de fases, las asociaciones “Grt + St + Bt ± Chl” y “Grt + Bt + Ky ± St” fueron originadas en rocas pobres en Al a través de las reacciones en el sistema KFMASH:



En la red petrogenética de SPEAR y CHENEY (1989), estas asociaciones minerales aparecen a temperaturas superiores a los 570° y 625° para unas presiones mínimas de 5 y 6 kbares, respectivamente.

4.3.2.- METAMORFISMO SINCINEMÁTICO CON D2 (M2)

La aparición de cordierita, andalucita, sillimanita y sillimanita + feldespato potásico, asociada a la formación de las fábricas S2, indica que la secuencia de isogradas y las zonas metamórficas del M2, fueron estructuradas durante la deformación D2.

Las asociaciones minerales y las texturas indican una intensa recrystalización durante el desarrollo del metamorfismo M2 tanto en los materiales pertenecientes a la “Serie de Viana” como a los materiales de la formación “Ollo de Sapo”, borrando casi por completo todas las características del primer metamorfismo M1.

En la zona de la sillimanita, se pueden observar porfiroblastos de andalucitas sin-M2 rodeados por una foliación S2 formada por biotita, moscovita y sillimanita, principalmente en su variedad de fibrolita, aunque también se encuentran puntos donde se encuentra su variedad prismática. Estas reacciones indican que estas rocas han seguido una trayectoria P-T por debajo del punto triple de unión de estabilidad de las fases polimorfas del Al₂SiO₅, próximas a un calentamiento isobárico.

En la red petrogenética establecida por SPEAR Y CHENEY (1989), el rango de presión en el cual se obtiene la transformación de andalucita a sillimanita durante el aumento de temperatura es de 2-3 kbar.

4.3.3.- METAMORFISMO SINCINEMÁTICO CON D3 (M3)

En general, el metamorfismo producido durante la tercera fase de deformación varisca es un metamorfismo retrogrado.

Dentro de la zona de la sillimanita y sillimanita + feldespato potásico, este metamorfismo se manifiesta por la formación de moscovita, siendo muy visible en el campo. A escala microscópica, se puede apreciar como la moscovita crece,

especialmente, a partir de la sillimanita, aunque también se encuentran crecimientos a partir de biotita, andalucita.

5.- MAGMATISMO

5.1.- INTRODUCCIÓN

HACER FIGURA CON LOS NOMBRES DE LOS MACIZOS GRANÍTICOS

5.2.- MAGMATISMO PREVARISCO

5.2.1.- EL “OLLO DE SAPO”

FERRAGNE (1972) divide a los materiales en Precámbricos y en Paleozoicos, los primeros lo forman los gneises de la Serie de Viana y los ortogneises glandulares de Porto. Mientras que los segundos los componen los porfiroides del “Ollo de Sapo” del Cambro-Ordovícico, esquistos y cuarcitas pertenecientes al Ordovícico. Es decir, divide a la Formación “Ollo de Sapo” en dos, dependiendo de la edad, Precámbrica y paleozoica.

MARTÍNEZ GARCÍA (1973) establece una primera serie de los materiales que afloran en el Antiforme del Ollo de Sapo. Una breve descripción de estos materiales que se encuentran dentro de la zona de estudio se expone a continuación, de muro a techo: **Serie de Porto**, la cual está constituida por cuarcitas, esquistos, rocas carbonatadas, gneises anfibólicos, gneises piroxénicos y anfibolitas. Encima se encuentra la **Formación “Ollo de Sapo”**, con un espesor de 1500-2000 m y estando formada por rocas volcánicas ácidas e intermedias, con cierto aporte detrítico. Este autor indica que dentro de la misma roca tuvo lugar el crecimiento de los megacrístales idiomorfos de feldespato potásico durante el metamorfismo preherciniano. Asimismo atribuye una edad para estas rocas que puede abarcar desde el Precámbrico-Cámbrico inferior hasta el Cámbrico superior e incluso el Ordovícico. Para la **Formación Puebla** alude una transición gradual constituida por una serie monótona de pizarras y cuarcitas. Por último se encuentra la **Formación Culebra**, formada por la característica cuarcita armoricana.

MARTÍNEZ GARCÍA y QUIROGA (1993) realizan una reinterpretación de la antiforma del “Ollo de Sapo” en el sector de Sanabria, tanto estratigráfica como tectónicamente. La principal diferencia es la división de la Serie de Porto en dos unidades (Viana y Villanueva). La columna estratigráfica establecida por estos autores queda resumida en el cuadro 2.1. Los contactos entre las distintas formaciones y unidades es tectónico.

Cuadro 2.1: Resumen de las unidades estratigráficas establecidas por MARTÍNEZ GARCÍA Y QUIROGA (1993).

En lo referente a la nomenclatura de las distintas formaciones se ha procurado respetar en la medida de lo posible las denominaciones utilizadas por los distintos autores precedentes, escogiendo la más común en el caso de existir más de una.

En lo referente a la descripción de las rocas, se ha procurado que la terminología a utilizar se ajuste a la nomenclatura metamórfica más habitual en la literatura geológica. En este capítulo se realiza una descripción de las rocas cuando se describen las formaciones, dejando para el capítulo de metamorfismo el análisis más detallado de las distintas asociaciones de minerales índice, para una mejor comprensión del metamorfismo y de la historia geológica que han sufrido las rocas.

Es preciso también poner de relieve que la intensidad de la deformación existente en la mitad occidental, no permite realizar medidas muy exactas de los espesores reales de las distintas unidades litoestratigráficas, de forma que los valores que se citan, deducidos a partir de la cartografía y cortes geológicos, pueden reflejar variaciones importantes con respecto a las potencias estratigráficas originales.

Dentro de la formación “Ollo de Sapo” se han diferenciado tres asociaciones litológicas: Una asociación plutónica, donde incluiríamos los ortogneises glandulares, una asociación volcánica donde incluiríamos las ignimbritas soldadas y los tuffs de grano grueso y una asociación volcanosedimentaria.

Las variadas características texturales, estructurales y composicionales que presentan las rocas del “Ollo de Sapo” a lo largo de toda la zona de trabajo, implican solamente una historia tectonometamórfica distinta, siendo a veces muy difícil deducir cual es la roca original y por lo tanto a que asociación pertenecen.

2.2.1.2.4.1.- Ortogneis glandular

Tal vez sea este tipo de roca la más llamativa y característica de esta zona, en especial dentro de la zona con un metamorfismo de bajo grado. Cuando uno se acerca por primera vez a esta roca, dos son las características más llamativas, la primera es el carácter porfídico que presenta, debido a la gran abundancia de fenocristales y megacristales de feldespato potásico, la segunda corresponde a los cristales de cuarzo de gran tamaño, con tonos de color azulado y que son los que han dado el nombre a esta roca, “**Ollo de Sapo**” (HERNÁNDEZ SAMPELAYO, 1922).

Esta litología aflora siempre en el núcleo de los anticlinales y forma el núcleo de la antifirma de Sanabria.

CARACTERIZACIÓN MACROSCÓPICA

Dentro de la zona de bajo grado metamórfico (facies de los esquistos verdes), que abarca principalmente la mitad oriental de la zona de estudio, las distintas características que presenta esta roca llegan a ser tan repetitivas, que hacen que esta roca tenga un carácter muy homogéneo.

En general, la roca tiene un tamaño de grano grueso a muy grueso (10-15 mm), porfídica y con una foliación bastante intensa. El tamaño de grano está marcado por los fenocristales de cuarzo y feldespato.

La forma de los afloramientos está condicionada por la fábrica principal que tenga la roca, bien sea la S1 o la S2. Cuando la fábrica principal es la S1 más la S3, los afloramientos tienen formas alargadas, en lomos de ballena, a veces con forma en dientes de sierra, paralelos a la esquistosidad principal de la roca. En zonas donde la

alteración es bastante intensa, este tipo de roca se altera igual que un granitoide, dando lugar a bolos con formas redondeadas y con la típica disyunción en cáscara de cebolla.

La matriz de la roca, en fresco, tiene un color gris oscuro a negra, con un tamaño de grano muy fino a casi afanítico, donde se encuentran englobados el resto de los componentes que forman la roca (fenocristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, agregados de máficos-biotita). Esta matriz siempre tiene una foliación.

Por lo que respecta a los feldespatos, tanto feldespato potásico como plagioclasa, hay que remarcar el carácter bimodal en el que se presentan en la roca. En general, tienen un color blanco que los hace resaltar en la roca. De esta forma, pueden diferenciarse dos poblaciones de feldespatos, fenocristales y megacristales.

Así, los primeros tienen un tamaño medio de 1-2 cm de arista, con secciones idiomorfas, con una separación entre cristales siempre inferior a 2-3 cm, que casi siempre corresponden a cristales de plagioclasa, que en términos de campo se puede denominar textura “grano de arroz”.

Por lo que atañe a los megacristales, estos tienen un tamaño medio de 5-7 cm de largo por 2-4 cm de ancho, en general con secciones idiomorfas (rectangulares y hexagonales). Estos megacristales y/o glándulas pueden llegar a tener un gran tamaño, llegando a alcanzar los 10 cm de diámetro y suelen presentar secciones muy redondeadas.

En las zonas donde la roca está alterada, formando un arenazo, o en tierras que han estado cultivadas, es fácil obtener megacristales y glándulas de feldespato potásico, estas tienen un gran idiomorfismo, con caras cristalinas bien desarrolladas. En estos cristales se puede apreciar muy bien el gran idiomorfismo que tienen, la abundancia de cristales con macla, siendo la más frecuente es la macla de Carlsbad, con estas características nos ayuda a decir que estos fenocristales y glándulas tienen un origen ígneo.

Existen zonas donde las secciones que presentan los megacristales son hexagonales, en estos cristales es muy frecuente observar inclusiones (biotita) que se disponen de forma paralela a los bordes de los cristales. Otras veces se observa un zonado concéntrico en los megacristales, donde los distintos zonados tienen caras cristalinas bien formadas (bordes rectos) y que suele acabar con una orla xenomorfa (posible textura rapakivi).

En general, se puede decir que la textura que presentan estos ortogneises glandulares es semejante a la textura rapakivi que presentan los típicos granitos rapakivi en Escandinavia. Así EKLUND y SHEBANOV (1999) describen la textura rapakivi como “*plagioclase-mantled K-feldspar ovoids, rounded quart-megacrysts and euhedral plagioclase megacrystal in a more fine-grained granitic matrix*”. Estas características son las que principalmente presenta el ortogneis glandular en el campo.

Sobre el origen de los fenocristales existen diversas teorías, en concreto existen tres, pero una de las últimas y tal vez la que más se ajusta a las características que presentan estas rocas es la de EKLUND y SHEBANOV (1999), estos autores establecen unas condiciones para la formación de estos megacristales de feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa. Las inclusiones que se encuentran en los núcleos de los megacristales de

feldespato potásico y cuarzo fueron formados en unas condiciones de bajas temperaturas (~680-720°C) y altas presión (5-6 kbar), mientras las inclusiones que se encuentran en las partes más externas se han formado en unas condiciones de alta temperatura (~780°C) y bajas a intermedias presiones (3,5 a 1 kbar), así las bajas presiones son comparables a las que se desarrollan durante la solidificación de la matriz.

Otra característica común que se puede observar en los afloramientos es que los megacristales y glándulas de feldespato potásico tienen sombras de presión asimétricas, las cuales son muy características, ya que están formadas en su gran mayoría por fibras, alargadas en el sentido de movimiento, paralelas a la dirección de la lineación mineral que tiene la roca y son coherentes con los criterios de movimiento de las texturas S-C desarrolladas durante la primera fase de deformación. A veces estas sombras de presión, al observarlas en detalle, tienen oquedades.

Los fenocristales de cuarzo se caracterizan por tener un tamaño de grano medio de 1 cm, aunque pueden alcanzar los 1,5 cm, con formas redondeadas y que con la ayuda de la lupa incluso pueden llegar a verse golfos de corrosión. En general, por toda la zona de estudio estos fenocristales tienen el típico color azulado que todos los autores describen, aunque hay zonas donde estos fenocristales tienen un color blanquecino, o bien son traslúcidos.

Al observar más en detalle la roca, se aprecian cristales de cuarzo con un tamaño menor (≈ 5 mm), tienen un mayor idiomorfismo que los primeros, incluso se observan caras cristalina bien desarrolladas.

Otra característica de este tipo de roca es la presencia de un moteado de color negro, formado por un agregado de pequeños cristales de color oscuro (biotita). Estos agregados tienen formas alargadas, algo elipsoidales, a veces muy estirados, marcando una lineación mineral, paralela a la que están marcando las sombras de presión y las fibras que se desarrollan en ellas.

Es muy frecuente ver en los afloramientos nódulos de cuarzo, de color blanco, con formas irregulares y con unos tamaños que pueden variar desde 1 cm hasta 7 cm.

CARACTERIZACIÓN MICROSCÓPICA

Composición mineralógica

Minerales principales:

Fenocristales: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, agregados de biotita, placas de mica blanca.

Matriz: cuarzo, plagioclasa, biotita, moscovita, \pm feldespato potásico.

Minerales accesorios: opacos, circón, monacita, xenotima, apatito, turmalina.

Minerales secundarios: clorita, feldespato potásico, agujas de rutilo, esfena, epidota, sericita – moscovita, calcita, zoisita, clinozoisita.

Texturas: holocristalina, porfídica, deformativa - orientada.

Los fenocristales de **cuarzo** tienen un tamaño medio que oscila entre 0,5 y 1 cm de diámetro. Estos cristales, en general, suelen ser monocristalinos, con extinción normal u ondulante, esta última depende del grado de deformación que presenta la roca. Tienen hábito anhedral a subhedral, a veces con caras cristalinas bien desarrolladas, pero en general tienen formas redondeadas, o bien ligeramente alargadas debido a la deformación, pero aún conservan gran parte de sus características originales como por ejemplo el carácter monocristalino.

Una de las características más llamativas en los fenocristales de cuarzo son los golfos de corrosión, donde se puede observar la textura original de la matriz, la cual tiene un tamaño de grano fino y en general está compuesta por cuarzo + plagioclasa + biotita.

En general, los fenocristales de cuarzo tienen sombras de presión, donde se desarrolla una textura en mosaico, marcado principalmente por cuarzo y biotita, aunque esto depende de la zona metamórfica donde se encuentre.

Las inclusiones que presentan estos fenocristales son bastante escasas, pero pueden observarse cuarzo, moscovita, plagioclasa, feldespato potásico, biotita.

Los fenocristales de **plagioclasa** presentan tamaños semejantes a los del cuarzo, entre 0,5 y 1 cm. Tienen hábito subhedral a euhedral, con macla polisintética.

En general, presentan procesos de alteración de tipo de sericitización y saussuritización en grado variable.

Los fenocristales de **feldespato potásico** que se observan en lámina delgada tienen hábito subhedral y poseen maclas de microclina y microclina – carlsbad.

Una de las características más llamativas de estos fenocristales es su comportamiento de carácter frágil con respecto a la deformación, creándose grietas de tensión, los cuales se rellenan de cuarzo y micas, tanto biotita como moscovita, dando el aspecto de una esquistosidad de tipo “schistosity”.

Dentro de la facies de los esquistos verdes es muy frecuente observar procesos de despotasificación, dando lugar al desarrollo de la textura en damero

Los **agregados de biotita** están formados por un gran número de cristales, mostrando estos una textura de tipo decusada.

Los agregados tienen una forma alargada, que es lo que marca la lineación mineral que se aprecia en el campo. Es en estos agregados donde se encuentran concentrados casi todos los minerales accesorios, como apatito, circón.

De forma individual, cada cristal de biotita tiene hábito subhedral presentando secciones listonadas a tabulares, con un pleocroísmo que varía según el siguiente esquema:

Ng-Nm: marrón oscuro

Np: marrón claro a amarillo pálido

inferior. Es en esta zona, donde es menor la deformación y el grado metamórfico, donde se ha podido comprobar con certeza la existencia de la discordancia basal del Ordovícico.

Si se observa el Mapa Geológico, se puede comprobar como sobre estos materiales se encuentran en contacto tres tipos diferentes de materiales del Ordovícico inferior, bien las pizarras negras básicas, bien la sucesión de pizarras y cuarcitas (Capas de Los Montes), o bien la primera barra cuarcítica cartografiada, denominada en algunas zonas como barra cuarcítica basal inferior. Así, en el cerro Cigarrosa (Coordenadas UTM, Huso 29, X= 713.850, Y= 4.667.200) se puede comprobar como la primera barra cuarcítica se apoya directamente sobre los materiales de la Formación “Ollo de Sapo”, con lo cual se puede comprobar como falta una gran cantidad de metros pertenecientes a la Serie del Ordovícico Inferior.

Al NE de la localidad de Rioconejos, en Fuente de Casanillas (Coordenadas UTM, Huso 29, X= 713.850, Y= 4.667.200), las pizarras negras básicas se encuentran encima del gneis glandular. Por lo que esta zona sería un umbral elevado con respecto a las zonas circundantes.

Otro aspecto importante a tener en cuenta, es que en todo el contacto con los materiales ordovícicos, esta roca presenta un grado de alteración bastante importante, adquiriendo la roca una textura vacuolar. Esto nos indicaría la existencia de una superficie de alteración y, por lo tanto, que toda esta zona era un umbral elevado y que ha sufrido procesos de alteración antes de que se depositara la sucesión ordovícica.

Las ignimbritas soldadas presentan una foliación primaria definida por la lineación, aplastamiento de pómez, fiammes (textura eutaxítica) que es característica de este tipo de rocas, depósitos piroclásticos primarios. Los fragmentos de pómez han sido aplastados y compactados hasta obtener la forma que presentan actualmente, con secciones alargadas y formas lentejonares, con un color gris oscuro a negro dentro de una matriz gris claro, con cierta tonalidad verdosa (MCPHIE *et al.*, 1993). En lámina delgada se observa como la fuerte compactación y soldadura, hace que los fragmentos de pómez hayan perdido todas las vesículas originales.

CARACTERIZACIÓN MACROSCÓPICA

A primera vista, esta roca es igual que el ortogneis glandular, con las mismas características, pero al observarla y estudiarla más en detalle, se puede ver que existen diferencias muy importantes entre ellas, las principales son un tamaño de grano más pequeño, menor contenido y menor tamaño de los fenocristales y glándulas de los feldespatos y menor idiomorfismo de los minerales. En general, son rocas con un tamaño de grano medio a grueso, porfídicas y con foliación.

Los afloramientos que pueden observarse de esta litología son de bastante mala calidad, se encuentran en las laderas o resaltes donde comienzan a aflorar los materiales ordovícicos pertenecientes al Sinforme de Sil-Truchas, por lo que es frecuente que estén recubiertos por derrubios de ladera, con cantos de pizarras y cuarcitas.

Por lo que respecta al tamaño de grano, este es variable, desde grano medio (4-6 mm) a grano grueso (6-10 mm), pero siempre es menor que el del gneis glandular y viene marcado por la presencia de fenocristales de cuarzo y feldespatos.

La matriz es de grano muy fino a casi afanítica, con esquistosidad, de color gris claro o bien con tonalidades verdosas claras, donde quedan englobados el resto de los componentes y que dan a la roca el carácter porfídico.

Una de las características más llamativa y que diferencia a esta litología del gneis glandular, es la presencia de un moteado de color negro, con formas planares, lentejonares, fusiformes, a veces con el aspecto de tener golfos de corrosión, tienen un tamaño medio de 4-7 mm, alineados, definiendo una fábrica primaria (foliación eutaxítica) y que está de forma paralela a la foliación principal de la roca. A veces estos fragmentos tienen formas alargadas definiendo una lineación. Estos fragmentos de color negro tan característicos de esta roca, son **vidrio**, aplastados y soldados, donde han perdido las texturas primarias como el carácter vacuolar que tiene originalmente.

Por lo que respecta a los feldespatos, al igual que en el ortogneis glandular es posible diferenciar dos poblaciones, atendiendo al tamaño de los fenocristales. Los de mayor tamaño, son fenocristales que tienen un tamaño que varía entre 2 y 4 cm, con secciones xenomorfas a subidiomorfas, o bien con aspecto de estar rotos o fragmentados. La distribución de estos cristales es bastante irregular, con zonas donde son muy abundantes y que es donde más se parece al gneis glandular, o con zonas donde son muy escasos.

Para los fenocristales de menor tamaño, tienen un tamaño inferior a 1 cm, con secciones xenomorfas y con las mismas características que los fenocristales descritos anteriormente. Estos cristales son principalmente plagioclasas.

En general, para ambos tipos de feldespato potásico, en casi todas las muestras recogidas, o bien en las observaciones que se realizan en el campo, estos cristales tienen oquedades (vacuolas) y un aspecto de estar rotos o fragmentados, esta característica es típica de rocas ignimbríticas, asociadas a procesos piroclásticos.

Los fenocristales de cuarzo tienen un tamaño medio de 3-5 mm, con formas redondeadas, a veces elipsoidales y con aspecto de estar formados por subgranos (cuarzo de dos tiempos). Tienen un color blanquecino a traslucido, rara vez tienen el color azulado del gneis glandular.

Otra característica, muy típica, que presenta este tipo de roca, son una especie de enclaves con formas redondeadas, con aspecto de un enclave microgranudo, el tamaño que nunca llega a superar los 10 cm, tienen color oscuro a negro, donde resaltan unos cristales de color blanquecino, con formas aciculares y dispuesta al azar.

Como FRAGMENTOS LÍTICOS en esta roca, se encuentran principalmente pequeños cantos de pizarras de color negro (1-3 cm), que en general tienen una disposición subhorizontal y presentan una crenulación muy fina de fase 3.

Por último, también es frecuente encontrar nódulos de cuarzo de color blanco a traslucido, con un tamaño de \approx 5 cm, suelen tener forma lentejonar.

CARACTERIZACIÓN MICROSCÓPICA

Dentro de los minerales principales hay que diferenciar entre dos poblaciones atendiendo al tamaño de los cristales. Los fenocristales se encuentran cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, agregados de biotita, placas de mica blanca (¿fengita?). Los minerales que componen la matriz son cuarzo, moscovita, clorita, plagioclasa, feldespato potásico. Como minerales accesorios se pueden ver opacos, circón, óxidos (rutilo). Los minerales secundarios son esfena, epidota, clorita.

Las texturas que presentan estas rocas son holocristalina, porfídica, deformativa-orientada.

Los fenocristales de cuarzo presentan las mismas características que aquellos que presenta el ortogneis glandular.

Un detalle de que en esta roca el grado de la deformación es muy bajo, es que la características texturales de la matriz y de los golfos de corrosión de los fenocristales de cuarzo son iguales.

La plagioclasa se presenta en agregados. De forma individual, los cristales tienen un hábito subhedral y con macla polisintética.

Los fenocristales de feldespato potásico tienen hábito anhedral a subhedral, con macla de microclina y microclina-carlsbad, poco o nada pertítico.

El rasgo más característico de estas rocas es el moteado de color negro que presenta en el campo y que al microscopio corresponde a grandes placas de mica blanca. Se observan dos tipos, muy claros, de este tipo de mineral.

El primero tiene formas irregulares y con una disposición al azar, incoloros o bien con tonos grises claros a oscuros.

El segundo tipo se caracteriza por tener formas alargadas, fusiformes, cuya disposición marca una fábrica-foliación bastante grosera dentro de la roca.

Los agregados de biotita presentan las mismas características que los agregados presentes en el ortogneis glandular.

Por lo que respecta a la matriz, lo más llamativo de esta roca es el bajo grado de deformación, así tiene un tamaño de grano fino y está formada por cuarzo, plagioclasa, moscovita, biotita y feldespato potásico.

2.2.1.2.4.3.- *Tuffs de grano grueso*

Esta litología se puede observar en dos zonas, siempre en contacto y bajo los materiales del Ordovícico Inferior. La más extensa se encuentra en el flanco sur del Antiforme del Olló de Sapo, en la zona que va desde Villardecierros hasta Palacios de Sanabria. En el flanco Norte, estas rocas afloran en la zona situada al E de la localidad de Muelas de los Caballeros.

CARACTERIZACIÓN MACROSCÓPICA

CARACTERIZACIÓN MICROSCÓPICA

Los minerales son *****

En una de las muestras recogidas, se han observado relictos de una **textura perlítica**, aunque muy mal conservados.

Las fracturas perlíticas relictas están normalmente presentes en las rocas volcánicas vítreas antiguas. La textura se acentúa por la cristalización de minerales secundarios en las microfisuras, principalmente clorita.

2.2.1.2.4.4.- Complejo volcanosedimentario

Estas rocas tradicionalmente han sido consideradas como el “Olló de Sapo” de grano fino. Afloran principalmente al N de Puebla de Sanabria, formando una secuencia volcanosedimentaria.

5.2.2.- ORTOGNEISES TIPO COVELO

Dentro de la “Serie de Viana do Bolo” se pueden observar diversos cuerpos de ortogneises graníticos, ya sean de escala cartografiable o bien no tengan suficiente superficie para ser representados en el Mapa Geológico. El de mayor extensión es el ortogneis de Covelo, que se encuentra al Norte de la localidad de Viana do Bolo (Ourense), aunque el nombre lo toma de la localidad de Covelo (Ourense). Otros cuerpos de ortogneises se han denominado “Ortogneis de Ramilo” y “Ortogneis de San Sebastián”, en cambio hay otros cuerpos o diques laminares repartidos por toda la “Serie de Viana do Bolo”.

El “**ortogneis de Covelo**” tiene una forma cartográfica alargada, con unas dimensiones de unos 10 km de largo por unos 3 a 5 km de ancho, con una dirección aproximada N 120°E, la cual es paralela a la lineación mineral de estiramiento L2 que se observa en el campo. La terminación oriental tiene una forma redondeada, mientras en el lado opuesto acaba de forma recta, N-S, debido a que está cortado por la falla de Chandoiro.

Al este del ortogneis de Covelo se encuentra otro cuerpo de menores dimensiones, “**ortogneis de Ramilo**”, situado al Este de dicha localidad. Tiene una forma casi redondeada y en él se han diferenciado dos facies.

El “**ortogneis de San Sebastián**” también intruye, como los anteriores, en la Serie de Viana do Bolo. Se ha optado por mantener el nombre dado por autores precedentes (MARTÍNEZ GARCÍA y QUIROGA, 1993), para no crear más confusión con la gran cantidad de nombres locales que se establecen en la literatura geológica, este nombre procede del poblado de la central eléctrica de San Sebastián, situado en la cola del embalse de San Agustín, en el río Vibey. La forma cartográfica que presenta este cuerpo

ígneo es alargada según una dirección N 100° a 110° E, la cual es paralela con la lineación mineral de estiramiento L2. (diap. 8-13)

En la terminación oriental, hay que resaltar que en el alto del cerro Cabezo Grande (Coordenadas UTM, Huso 29, X= 667.150; Y= 4.667.200), el ortogneis se encuentra migmatizado, dando lugar a un típico granitoide inhomogéneo, donde don frecuentes grandes bolsadas con características de pegmatoides. Además del granitoide, aún se puede observar restos de la fábrica original S2, marcada por la alineación de biotitas.

Además de estos tres grandes cuerpos de ortogneis de San Sebastián, se han representado en la cartografía otros dos cuerpos intrusivos de menores dimensiones. Uno de ellos se encuentra situado un poco al Este de la localidad de Tabazoa de Humoso y el otro se sitúa al Sur del pueblo de Castiñeira. Ambos presentan las mismas características que los anteriores. La dirección de estos dos afloramientos, como en los casos anteriores, es paralela a la lineación de estiramiento mineral L2.

La morfología cartográfica que presentan estos cuerpos graníticos, parece que son cuerpos intrusivos laminares, o por lo menos, su forma cartográfica actual se debe a los efectos de la segunda fase de deformación Varisca.

CARACTERIZACIÓN MACROSCÓPICA

Macroscópicamente, todos estos ortogneises presentan las mismas características y en líneas generales se puede describir como un granitoide de aspecto leucocrático, biotítico, con un tamaño de grano medio a medio-grueso y porfídico. La foliación está marcada por un bandeado claro-oscuro (S2) muy homogéneo, con un grosor milimétrico y que está afectado por los pliegues de D3 de escala centimétrica a decimétrica.

El carácter porfídico viene marcado por la presencia de fenocristales de feldespato potásico, con un tamaño medio de 1 a 2 cm, aunque pueden alcanzar los 3 cm de arista (diap. 8-32, 33). El contenido en fenocristales es variable a escala de afloramiento. Cuando el ortogneis presenta menos deformación, los fenocristales tienen hábito subidiomorfo y suelen presentar secciones cuadradas. Según aumenta la deformación estos desarrollan sombras de presión, formas redondeadas con colas de presión, hasta llegar a dar una fábrica plano-linear, donde hay afloramientos con $L > S$.

Por todos los cuerpos son frecuentes las bolsadas de granitoides inhomogéneos y/o bolsadas de pegmatoides muy feldespáticas, donde los cristales de feldespato tienen un tamaño medio de 5 cm, aunque pueden alcanzar los 10 cm. que cortan a la fábrica S2 (diap. 9-1, 2, 3), en estas diapositivas parece que el dique de granitoide inhomogéneo también corta a los pliegues de D3.

De forma puntual se observan pequeños diques de leucogranitos y/o aplitas, afectados por la misma deformación que el ortogneis.

CARACTERIZACIÓN MICROSCÓPICA

Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Como minerales accesorios se pueden observar opacos, apatito, granate, circón, xenotima y otros minerales radioactivos. Las muestras estudiadas presentan

escasos procesos de alteración de los minerales principales, pero los principales procesos son sericitización de la plagioclasa y cloritización de la biotita.

El **cuarzo** principal es de hábito anhedral, con extinción ondulante y tendencia a formar subgranos. En los cristales donde se observan procesos de migmatización, estos presentan formas irregulares con bordes rectos y puntos triples de unión. En los agregados de menor tamaño estos presentan textura en mosaico. Como inclusiones tienen a biotita y circón.

El otro tipo de cuarzo es el cuarzo goticular, descrito en otros materiales anteriormente y que es muy típico dentro de la zona metamórfica de alto grado y que como siempre se encuentra como inclusión en los feldespatos, aunque también puede ser inclusión de otros cristales de cuarzo. Por último, se puede diferenciar un cuarzo mirmequítico.

En el **feldespato potásico** se puede diferenciar varios tipos. Por una parte se encuentran los fenocristales de Kfs, tienen macla de microclina - carlsbad, y con pertitas de tipo film. Suelen ser muy ricos en inclusiones, siendo estas de plagioclasa, biotita, cuarzo, moscovita.

El otro tipo principal es el cuarzo intersticial, se presenta en cristales de hábito anhedral, con macla de microclina, no pertítico y muy escaso en inclusiones, siendo las únicas inclusiones de cuarzo goticular.

Por lo que respecta a la **plagioclasa** también pueden diferenciarse varios tipos en función de sus características texturales. La plagioclasa principal se presenta en cristales de hábito anhedral a subhedral, con macla polisintética. La composición, en aquellos cristales donde se ha medido, varía desde Albita a Oligoclasa.

Otro tipo de plagioclasa es mirmequítica, se desarrolla en contacto con los cristales de feldespato potásico y se desarrolla hacia el interior de los cristales de Kfs.

El último tipo se encuentra desarrollado entre los cristales de Kfs, tienen formas alargadas y con macla polisintética.

La **biotita** se encuentra formando agregados con un número muy variable en cristales y que se encuentran definiendo la foliación que presenta la roca. Los cristales tienen hábito anhedral a subhedral, con formas de listón y una disposición listonada. El pleocroísmo varía de marrón oscuro a marrón claro. Tiene inclusiones de circón, xenotima y otros minerales radioactivos. En los agregados es muy frecuente observar apatitos con formas redondeadas y/o globosas.

La **moscovita** se presenta en dos tipos. El principal tipo tiene las mismas características texturales que la biotita y se encuentra formando parte de la foliación que presenta la roca. Las únicas inclusiones que presenta son de circón. El segundo tipo es una moscovita tardía que se desarrolla sobre los planos de foliación.

El **apatito** tiene un tamaño que varía entre 500 a 750 μm , se encuentra asociado a los agregados de biotita, tienen formas redondeadas e inclusiones de circones.

El granate con un tamaño de entre 250 y 750 μm , tienen hábito anhedral, suelen ser escasos.

La xenotima se presenta con hábito euhedral, con las típicas secciones cuadradas.

5.2.3.- VULCANITAS DE LAS PIZARRAS DE LUARCA

5.3.-MAGMATISMO VARISCO

5.3.1.- GRANITOIDES PRECOCES

5.3.1.1.- Macizo de Ribadelago

Se trata de un complejo plutónico que se localiza en la provincia de Zamora, entre el Lago de Sanabria y las inmediaciones del pueblo de Porto, en las hojas N° 266 (La Gudiña) y N° 267 (Puebla de Sanabria) del MTN e. 1:50.000. El afloramiento principal tiene una forma elíptica grosera, con su terminación NO adelgazada y apuntada y su extremo SE subredondeado y parcialmente recubierto por el Lago de Sanabria; tiene una extensión aproximada de 20 Km^2 y un eje mayor con una longitud de 11 Km y en dirección N 115°E, con una anchura máxima de 3 Km. Al NO y sobre todo al S del mismo, se encuentran diversos cuerpos menores y apófisis, cuyos afloramientos tienen superficies que no suelen sobrepasar 1 Km^2 y formas irregulares, pero en general elongadas en la misma dirección del cuerpo principal.

Este complejo plutónico ha intruido en gneises glandulares migmatizados, con grandes megacristales de feldespatos potásicos, que pertenecen al grupo del "Ollito de Sapo". Los contactos suelen ser bastante netos pero intrincados y cortan a la foliación y al bandeo estromático plegado de los gneises. No obstante, tanto los granitoides como los materiales encajantes están afectados por deformaciones de cizalla hercínicas, y los procesos de disgregación de los gneises migmatizados y de mezcla con movilizados y granitoides migmatíticos, indican que el emplazamiento de los materiales plutónicos se ha producido en un estadio contemporáneo con el pico metamórfico de bajas presiones que ha ocasionado la migmatización más tardía de los ortogneises glandulares.

Localmente se observa en algunas zonas de contacto el desarrollo de un entramado de diques de tonalitas-granodioritas deformadas que cortan a los gneises migmatizados y arrastra enclaves más o menos desestructurados de los mismos y copos y schlieren de biotita que proceden de la disgregación de las capas micáceas que definen la foliación. Este tipo de relaciones puede observarse en las inmediaciones de la central eléctrica de Moncabril y al N de San Martín de Castañeda, en la zona donde la carretera que va a la Laguna de los Peces corta al contacto. En esta última zona puede verse como las granodioritas se mezclan con los fundidos procedentes de la migmatización de los ortogneises a la vez que forman diques que les cortan discordantemente.

El relieve topográfico y la morfología asociada a este conjunto plutónico está muy determinada por el modelado fluvial y fluvio-glaciar cuaternario, encontrándose valles glaciares y torrenciales muy pronunciados que definen un paisaje abrupto, sobre todo en la zona oriental. La zona occidental se sitúa en una plataforma glacial más elevada y con menores contrastes topográficos. En los afloramientos graníticos, las formas están

también con frecuencia condicionadas por los procesos erosivos glaciares, encontrándose rocas aborregadas, superficies pulidas y estriadas y grandes bloques erráticos. Estas morfologías se encuentran muy bien representadas en las inmediaciones del pueblo de Ribadelago Viejo. También, en relación con el glaciario, se encuentran localmente recubrimientos por depósitos morrénicos y glaciolacustres, que son muy importantes en las inmediaciones del Lago de Sanabria.

Las características litológicas de este complejo son bastante heterogéneas, debido en gran parte a que en él se incluyen granitoides relativamente básicos de origen alóctono profundo, granitos y leucogranitos migmatíticos autóctonos y para-autóctonos y toda una serie de granitoides híbridos. Por otra parte, esta heterogeneidad se encuentra acentuada por causa de la deformación y del emplazamiento en condiciones catazonales, que facilitan los procesos de mezcla y distorsionan y complican las texturas y estructuras originales magmáticas.

La facies más representativa y ampliamente representada, está constituida por granodioritas y tonalitas de grano medio a medio-fino, equigranulares o algo heterogranulares, de color gris medio a gris oscuro y variablemente foliadas. En estas rocas, la biotita tiende a formar plaquitas finas (ala de mosca) que destacan sobre el resto de los minerales y ocasionalmente se pueden encontrar pequeños megacrystales de feldespato potásico. La foliación puede ser localmente muy penetrativa y sus directrices más frecuentes fluctúan entre N 100°E y N 120°E con buzamientos comprendidos entre 70° y 60° al S. Esta estructuración es debida a los efectos de una deformación por cizalla dextra que ha actuado sobre el conjunto intrusivo y los materiales encajantes en una etapa en la que los materiales plutónicos no estaban completamente consolidados, pudiendo observarse tanto deformaciones minerales como estructuras de flujo magmático concordantes con las deformativas.

También se encuentran tonalitas biotíticas de grano fino, texturas microgranudas y color gris oscuro, en las que pueden apreciarse heterogeneidades que pueden definir un bandeo difuso y discontinuo, que corresponden a diferencias en el tamaño de grano o en el contenido en biotita. Asimismo, en este tipo de rocas se pueden observar localmente heterogeneidades ocasionadas por procesos de mezcla (*mixing* y *mingling*) entre magmas de distinta composición.

Ocasionalmente y constituyendo masas pequeñas, se encuentran facies tonalíticas porfídicas de grano fino con abundantísimos fenocristales subredondeados de plagioclasa con tamaños comprendidos entre 4 y 8 mm.

En el contacto N del cuerpo principal se localiza una estrecha banda de monzogranitos biotíticos porfídicos foliados, con abundantísimos megacrystales tabulares idiomorfos de feldespato potásico. Estos megacrystales pueden alcanzar longitudes de hasta 5 cm, aunque predominan los de tamaños iguales o menores a 3 cm, y se encuentran a distancias de 2 a 3 cm entre ellos, no obstante la densidad del porfidismo es variable y hay bolsadas y lentejones de acumulación de megacrystales. La matriz es de grano medio (0.5-3 mm) con la biotita formando láminas finas pequeñas.

La mineralogía principal de los granitoides de la facies más común consta de: cuarzo, plagioclasa, biotita y feldespato potásico, que puede quedar relegado a proporciones accesorias. Los minerales accesorios son: anfíbol, apatito, circón, opacos, allanita,

esfena, monacita y en algunos casos moscovita. Como minerales secundarios se encuentran: clorita, sericita, moscovita, opacos, epidota, esfena, epidota-clinozoisita y prehnita.

Las texturas más frecuentes son hipidiomórficas de grano medio a fino, con orientación deformativa-fluidal y recristalizaciones de intensidad variable; también hay variedades hipidiomórficas microgranudas. En el borde septentrional del macizo, se encuentran variedades monzograníticas con texturas hipidiomórficas porfídicas orientadas.

El cuarzo forma cristales alotriomorfos e intersticiales con cuarteamiento y poligonización irregular, que puede tener carácter direccional; tiene extinción ondulante. Los límites entre los subgránulos son suturados e irregulares. Su abundancia es relativamente variable. En algunas rocas puede presentar una intensa poligonización en mosaico.

La plagioclasa aparece como cristales subidiomorfos o alotriomorfos, maclados, con zonación oscilatoria o en parches, y alteración preferencial en los núcleos. A veces pueden presentar una cierta tendencia fenocrystalina y en algunos casos forman glomérulos en sinneusis. Pueden tener bordes recrecidos, menos idiomorfos y engranados con el resto de los minerales. También se encuentra en menor proporción como gránulos gruesos y lobulados, en relación con el feldespato potásico. Puede estar afectada por roturas o poligonizaciones más o menos importantes, y a veces forma grupos policristalinos complejos en los que puede encontrarse también feldespato potásico, observándose procesos de sustitución compleja entre ambos. Con relativa frecuencia se observan parches de sustitución e infiltraciones de feldespato potásico a favor de sistemas de grietas o exfoliaciones de los cristales de plagioclasa. En algunos casos se aprecian orientaciones fluidales de la plagioclasa, debidas a la suma de los efectos de la deformación y el flujo magmático. También pueden observarse segmentaciones o redondeamiento de los cristales por causa de la deformación, y flexiones de maclas.

El feldespato potásico se encuentra en proporciones muy variables y forma cristales alotriomorfos o vagamente subautomorfos, algo pertíticos, y que con frecuencia contiene inclusiones poiquilíticas de plagioclasa, biotita, y en menor proporción de cuarzo. Tiene maclas de carlsbad y maclas en enrejado variablemente definidas. En algunos casos queda relegado a escasos cristales intersticiales o poiquilíticos e irregulares. Puede estar afectado por roturas y poligonizaciones, presentando en algunos casos maclas mecánicas. También puede formar parches de sustitución sobre la plagioclasa o infiltraciones a favor de los sistemas de rotura de la misma. En las variedades porfídicas, constituye megacristales subautomorfos, pertíticos y ricos en inclusiones poiquilíticas; tiene los bordes engranados con el resto de los minerales.

La biotita forma cristales subidiomorfos o alotriomorfos, de color castaño rojizo y con abundantes inclusiones de circón y algunas de apatito y opacos; generalmente, las biotitas de las rocas más básicas, son más pobres en inclusiones. Con relativa frecuencia forma grupos policristalinos, que en parte proceden de la poligonización de cristales mayores, y que definen agregados foliares orientados. Puede estar afectada por moscovitizaciones, sobre todo en los límites de rotura y en los bordes triturados; en relación con estas moscovitizaciones se generan pequeños cristales de minerales opacos. También puede presentar flexiones y kinkamientos, o adquirir hábitos fusiformes,

observándose en estos cristales una marcada extinción ondulante. Con frecuencia tiene bordes triturados y desestabilizados o moscovitizados, acumulándose en ellos abundantes gránulos de minerales opacos, rutilo o esfena, muy finos. Entre los procesos de transformación que le afectan, se observan en algunos casos neoformaciones interfoliares de prehnita.

La moscovita es en general de carácter tardío y se encuentra asociada a transformaciones tardi-postmagmáticas y sincinemáticas, siendo más abundante y de mayor tamaño en las cuarzomonzonitas más ácidas. Puede formar intercrecimientos y sustituciones foliares con la biotita, y algunos cristales individualizados, más idiomorfos pero con bordes irregulares. También puede constituir crecimientos geométricos sobre la plagioclasa. Con relativa frecuencia se encuentran restos de biotita incluidos en la moscovita y minerales opacos formados en los procesos de moscovitización.

El anfíbol solo aparece en algunas muestras, y se encuentra como cristales subidiomorfos o alotriomorfos, de color verde pálido, que generalmente forman grupos policristalinos; estos grupos sustituyen en ocasiones a minerales ferromagnesianos previos. Pueden estar muy recristalizados y parcialmente sustituidos por biotita. En ocasiones están maclados. También se encuentran algunos anfíboles fibrosos que sustituyen a los anfíboles primarios en las zonas más recristalizadas. Su abundancia es muy variable.

El apatito aparece como pequeños prismas incluidos en biotita, o como acículas finas incluidas en la plagioclasa. Los cristales mayores pueden tener núcleos ahumados y a veces contienen inclusiones de circón. Puede estar roto y desmembrado.

La allanita se encuentra como cristales subidiomorfos de color amarillento, dispersos o parcialmente incluidos en biotita, en la que produce un intenso halo pleocroico. Puede estar parcialmente epidotizada.

El circón forma cristales idiomorfos muy pequeños, que fundamentalmente están incluidos en biotita. También se encuentra en menor proporción como inclusiones en el apatito, o como cristales idiomorfos dispersos, de mayor tamaño. Algunos circones pueden tener formas subredondeadas.

La monacita es en general muy escasa y se encuentra como pequeños cristales dispersos, subidiomorfos o subredondeados. Ocasionalmente puede ser algo más abundante y aparece como cristales subredondeados que con frecuencia se asocian a la biotita.

Los minerales opacos primarios, se encuentran como pequeños cristales alotriomorfos e irregulares incluidos en biotita o en grupos policristalinos de biotita. Fundamentalmente se encuentran como subproductos de la moscovitización o desestabilización de biotita.

La esfena aparece como cristales alotriomorfos o agregados irregulares que proceden de reajustes por recristalización de la biotita. Ocasionalmente se encuentran algunas esfenas incluidas en la plagioclasa o formando algún intercrecimiento complejo con ella.

La epidota forma cristales alotriomorfos, relativamente gruesos, o agregados irregulares asociados transformaciones sincinemáticas de la biotita y la plagioclasa.

A unos 3 Km al SE del pueblo de Porto, por la pista al embalse de Puente Porto, se encuentran pequeñas apófisis de tamaños métricos a decamétricos, constituidas por tonalitas y cuarzodioríticas. Las rocas más básicas son unas cuarzodioritas anfibólicas con piroxeno y biotita, de color gris verdoso oscuro y de grano medio o heterogranulares. Estas rocas intruyen en gneises glandulares migmatizados, con los que presentan contactos netos pero irregulares y están foliadas y cortadas por venas sinuosas de leucogranitos migmatíticos y pegmatitas. También en este sector hay pequeñas apófisis y diques de tonalitas biotíticas microgranudas foliadas, de color gris oscuro.

La mineralogía principal de estas rocas consta de: plagioclasa, biotita y anfíbol. Como minerales accesorios se encuentran: cuarzo, apatito, opacos, clinopiroxeno, allanita, circón, epidota y rutilo. Los minerales secundarios son: clorita, sericita y epidota.

Las texturas son hipidiomórficas de grano medio, con orientación deformativa y fuertes recristalizaciones.

La plagioclasa forma cristales alotriomorfos con maclado polisintético, complejo y mecánico. Están afectadas por intensas recristalizaciones, y en algunos individuos se observan núcleos muy enturbiados y con abundantes minerales neoformados, de grano muy fino, entre los que se identifica epidota.

La biotita aparece como cristales subidiomorfos y alotriomorfos de color castaño, que con frecuencia constituyen agregados policristalinos lepidoblásticos. Puede entrecrecer con el anfíbol y formar parches de sustitución sobre él. Ocasionalmente se han encontrado algunos cristales de biotita rodeados por coronas monocristalinas o policristalinas de anfíbol.

El anfíbol forma agregados policristalinos heterogéneos de cristales subidiomorfos o alotriomorfos, poco coloreados, a veces con tintes pardoamarillentos o pardoverdosos. Algunos individuos están maclados. Pueden contener inclusiones de plagioclasa y en menor proporción de biotita, clinopiroxeno y cuarzo. Ocasionalmente, la coloración puede definir zonados. En algún caso contiene inclusiones de circón que están rodeadas por halos pleocroicos. Puede estar parcialmente sustituido por biotita.

El cuarzo es escaso y se encuentra como gránulos alotriomorfos intersticiales, de pequeño tamaño. También puede aparecer como inclusiones en anfíboles y plagioclasas. El apatito forma prismas aciculares, incluidos en plagioclasa, biotita y anfíbol. Los cristales pueden estar curvados, rotos o desmembrados.

Los minerales opacos tienen formas irregulares y su distribución de tamaños es heterogénea. Pueden estar asociados a grupos de anfíboles, aunque sus relaciones de asociación son muy variables.

La allanita forma cristales alotriomorfos de color anaranjado o rojizo, que en general están asociados a la biotita.

El circón es escaso y se encuentra como inclusiones en los anfíboles.

Se ha observado la presencia de algunos posibles gránulos de rutilo asociados a recristalizaciones de la biotita.

Buena parte de la epidota se encuentra en relación con las recristalizaciones asociadas a la deformación de estas rocas en condiciones meso-catazonales.

Al S del cuerpo plutónico principal se encuentran diversas apófisis y pequeños stocks de tamaños métricos a hectométricos que están constituidos por rocas de composición muy variada, desde tonalítica a leucogranítica que en la mayoría de los casos están constituidas por tipos monzograníticos a tonalíticos similares a los del cuerpo principal. Las rocas leucograníticas proceden principalmente de la migmatización de los ortogneises y corresponden a granitoides autóctonos y para-autóctonos desligados genéticamente de los magmas más básicos que forman la asociación granodiorítica-tonalítica, aunque pueden estar relacionados con ellos a través de procesos de hibridación. a nivel de afloramiento, se trata generalmente de granitos biotítico moscovíticos de grano medio a fino medio bastante pobres en biotita y de colores muy claros. Suelen contener restos de ortogneises variablemente desestructurados y también se encuentran en ellos placas y enclaves biotíticos escamosos y schlieren micáceos que proceden de su disgregación. Estos leucogranitos pueden constituir cuerpos independientes o masas y diques de diversa importancia en los gneises migmatizados, con los que presentan contactos muy intrincados que pueden ser de carácter neto o difuso.

Los enclaves más frecuentes en este complejo plutónico son de naturaleza metamórfica y corresponden a ortogneises glandulares migmatizados del conjunto encajante. Estos enclaves tienen dimensiones muy variables (centimétricas a hectométricas), pudiendo constituir megaenclaves cartografiables; sus formas son angulosas o subangulosas y sus contactos con los granitoides pueden ser netos o difusos, observándose en estos últimos casos disgregación de los gneises e incorporación de material xenolítico a la roca ígnea.

También son bastante frecuentes los enclaves microgranudos, de naturaleza plutónica y de composición más básica y más oscuros que la roca que les incluye. Estos enclaves tienen en general formas elipsoidales que a veces son muy alargadas y concordantes con la orientación de los granitoides encajantes y tamaños centimétricos a métricos. En algunas zonas se encuentran acumulaciones de este tipo de enclaves y evidencias de mezcla entre magmas de distinta basicidad que se manifiestan en una apreciable variabilidad composicional de los enclaves y en la presencia de heterogeneidades en bandas y penachos irregulares y difusos que en algunos casos se observa que están asociados a la disgregación de los mismos. Algunos de estos enclaves pueden tener carácter porfídico debido a la presencia de fenocristales de plagioclasa.

Con carácter subordinado se pueden encontrar otros tipos de enclaves como pequeñas placas y masas escamosas micáceas ricas en biotita y de color negruzco, masas subredondeadas o elipsoidales, de tamaños centimétricos y constituidas por cuarzo y algunos grandes xenocristales de feldespato potásico que proceden de glándulas de los ortogneises.

Las manifestaciones filonianas asociadas a este complejo plutónico son muy poco importantes y están representadas mayoritariamente por venas y pequeños filones de

leucogranitos y aplopegmatitas que pueden tener contactos sinuosos con los granitoides a los que cortan y que están variablemente deformadas. Estos leucogranitos y aplopegmatitas corresponden a diferenciados de la asociación migmatítica.

Las fábricas que se observan en las rocas de este conjunto son el resultado de la superposición de estructuras tectónicas y de flujo magmático, encontrándose en la mayoría de los casos una notable concordancia entre ambas, lo que indica que se trata de una intrusión de carácter sincinemático en la que la movilidad del magma ha estado fuertemente condicionada por el campo de esfuerzos regional. Así, como ya se ha referido previamente, las heterogeneidades, schlieren, bandeados composicionales y disposición y estiramiento de los enclaves son en general concordantes o paraconcordantes con la foliación de los granitoides y con las estructuras de cizalla que afectan a los materiales encajantes. No obstante, también se observan deformaciones minerales (estiramiento del cuarzo, flexiones de micas, etc.) que ponen de manifiesto que las deformaciones regionales han proseguido hasta estadios posteriores a la consolidación de los materiales plutónicos.

En cuanto a los recursos asociados a este complejo plutónico, no existe ningún tipo de explotación o indicio minero en relación con ellos y su heterogeneidad composicional y estructuración hacen que carezcan de interés como rocas ornamentales por su aspecto estético y partición irregular.

5.3.1.2.- Macizo de Quintana

Este macizo granítico se localiza en la provincia de Zamora, en la hoja N° 267 (Puebla de Sanabria) del MTN e 1: 50.000. Su afloramiento tiene una forma pentagonal irregular, con unas dimensiones aproximadas de 6 Km x 5 Km y se asocia a un relieve topográfico bastante abrupto condicionado por la erosión glacial y fluvial y puede formar grandes bolos redondeados. Toma su nombre de la aldea de Quintana de Sanabria que se encuentra en el extremo NE del Macizo. Está emplazado gneises glandulares y porfiroides del grupo “Olló de Sapo” y tiene contactos difusos e intrincados con los granitos de dos micas deformados del embalse de Puente Porto. Es de destacar que en la mayor parte de su perímetro está en contacto gneises migmatizados y granitoides meso-catazonales, mientras que en su borde oriental intruyen en porfiroides y gneises glandulares de grado medio y bajo. También en su borde oriental están intruidos por venas y apófisis de leucogranitos que deben estar asociados al macizo de Santa Colomba.

La variedad más común corresponde a monzogranitos biotíticos con moscovita porfídicos, con megacrístales de feldespatos potásicos matriz de grano medio grueso. El porfidismo es heterogéneo con abundantes megacrístales tabulares de feldespatos potásicos que pueden alcanzar hasta 6 cm de longitud, aunque la mayoría oscilan entre 1.5 cm y 3 cm. Estos monzogranitos presentan siempre orientaciones de megacrístales y de mica que corresponden a la suma de efectos de flujo magmático y de deformación por cizalla, y algunos megacrístales pueden estar deformados o alentejados. La matriz de estas rocas es en general de grano medio grueso a grueso (2 mm - 6 mm) y es relativamente rica en biotita, con moscovita en proporciones muy subordinadas o accesorias apreciándose en algunos casos texturas con tendencias plagidiomorfas.

Los minerales principales son: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y moscovita. Los minerales accesorios son: apatito, circón, opacos, fluorita y posiblemente anfíbol. Como minerales secundarios se encuentran: clorita, moscovita, sericita, clinozoisita, opacos y esfena.

Las texturas más comunes son las hipidiomórficas de grano medio-grueso, con porfidismo debido a la presencia de megacristales de feldespato potásico y con orientación deformativa.

El cuarzo forma cristales grandes, alotriomorfos, cuarteados o poligonizados, y con límites irregulares entre los subgránulos. Tiene extinción ondulante o irregular. En las rocas más deformadas puede estar alentejonado y bastante estirado.

La plagioclasa aparece como cristales subidiomorfos, maclados, que pueden tener zonación oscilatoria difusa o en parches, y que en algunos casos forman glomérulos en sinneusis; tiene bordes albíticos o mirmequíticos gruesos en los contactos con el feldespato potásico. Puede contener inclusiones de biotita y de cuarzo, que en ocasiones tienen disposición zonal; en un caso se ha encontrado en el núcleo de una plagioclasa una pequeña inclusión que posiblemente corresponde a un anfíbol verdoso, aunque debido a su pequeño tamaño, la identificación es dudosa. Puede estar afectada por poligonizaciones irregulares y a veces se encuentran algunos grupos policristalinos que proceden de la rotura y recristalización de cristales mayores. Puede tener pequeños parches de sustitución de feldespato potásico, moscovitizaciones o sericitizaciones preferenciales en los núcleos.

El feldespato potásico forma megacristales subautomorfos con maclas de carlsbad y enrejado y con pertitas finas irregulares; tienen frecuentes inclusiones poiquilíticas de plagioclasa, biotita y cuarzo y sus bordes están engranados con los minerales de la mesostasis. También se encuentra como cristales menores, alotriomorfos e intersticiales. Puede estar afectado por cuarteamientos y poligonizaciones irregulares, que a veces son intensas en los bordes.

La biotita se encuentra como cristales subidiomorfos o alotriomorfos de color castaño rojizo, que contienen abundantes inclusiones de circón con halos pleocroicos negruzcos, y algunos apatitos prismáticos, relativamente gruesos. Con frecuencia forma grupos policristalinos junto con la moscovita, que le sustituye parcialmente. Estos grupos policristalinos pueden estar deformados y recristalizados, constituyendo agregados planares escamosos que definen la foliación. Está afectada por moscovitizaciones que con frecuencia son más importantes en los bordes; en relación con este proceso se generan pequeños cristales de opacos y en ocasiones esfena, que suelen encontrarse asociados a las zonas moscovitizadas.

La moscovita forma placas subidiomorfas o alotriomorfas, que en gran parte están asociadas en grupos foliares con la biotita. Fundamentalmente procede de la sustitución de biotita, sobre la que crece como cristales limpios, discordantes o interfoliares, o como agregados de cristales menores, sobre los bordes triturados y deformados de aquella. También forma agregados policristalinos muy alargados de cristales de aspecto fibroso, que crecen en los planos de máxima deformación. Puede estar poligonizada y deformada, formando a veces cristales fusiformes. En menor proporción, se encuentra asociada a moscovitizaciones geométricas o irregulares sobre la plagioclasa, y a

sustituciones sobre los feldespatos potásicos triturados. Es menos abundante que la biotita.

El circón se encuentra fundamentalmente como inclusiones idiomorfas muy pequeñas o pequeñas en la biotita; también hay algún cristal subredondeado.

El apatito aparece como cristales subidiomorfos o subredondeados, relativamente gruesos, y que se asocian preferentemente a la biotita o a los grupos micáceos, en los que está incluido, aunque también puede estar disperso. Con frecuencia contiene inclusiones idiomorfas y muy pequeñas de circón.

Los minerales opacos son escasos y generalmente se asocian a la moscovitización de biotita. Pueden encontrarse algunos pequeños gránulos alotriomorfos asociados a biotita y a circón.

La fluorita es muy escasa y se ha encontrado como pequeños cristales alotriomorfos que crecen sobre los núcleos de plagioclasas sericitizadas.

En las proximidades del borde oriental, junto a la aldea de San Román de Sanabria se encuentran grandes bolos redondeados de granitos de dos micas de grano medio-grueso deformados, con foliación N 110°E subvertical, concordante con la de los monzogranitos porfídicos. Estos granitos posiblemente corresponden a una apófisis de un cuerpo no aflorante que pueden estar relacionado con el macizo de Santa Colomba, que se encuentra a poco más de 1 Km al S de este punto. En este sentido, también se encuentran abundantes venas de leucogranitos de dos micas y aplopegmatitas deformadas cortando a los monzogranitos porfídicos de San Martín del Terroso y algún asomo de granitos de dos micas cortando a los mismos en las inmediaciones de Cobrerros.

Con respecto a las estructuras, en este macizo se observa una orientación generalizada de flujo magmático y deformación que se manifiesta en la orientación de micas, megacristales y enclaves microgranudos. También se observan heterogeneidades en el porfidismo y bolsadas y bandas de acumulación de megacristales que se disponen en general concordantemente con la orientación de los granitoides. Las orientaciones tienen en general unas direcciones que fluctúan entre N 80°E y N 110°E y buzamientos comprendidos entre 50° y 75° al S. En varios afloramientos se ha observado que la deformación se asocia a un sistema de cizalla dextra con componente normal, con planos de C que tienen direcciones próximas a N 130°E y buzamientos de 60° a 70° al SO, con estrías que buzan unos 25° al SE.

Los enclaves más comunes son de tipo microgranudo y corresponden a tonalitas biotíticas de grano fino y de color gris oscuro o negruzco. Tienen tamaños decimétricos y sus formas son de tendencia elipsoidal o ahusada debido a la deformación. También se encuentran incluidos en ellos diversos xenolitos de gneises del grupo “Ollo de Sapo”, algunos de ellos de dimensiones cartografiables. Estos xenolitos se localizan preferentemente en el extremo NO del macizo y pueden ser de gneises glandulares migmatizados o de gneises microglandulares, como el que se encuentra en el pueblo de Sotillo de Sanabria.

Las manifestaciones filonianas directamente asociables a este macizo son inapreciables y la practica totalidad de los diques y filones de granitos, leucogranitos y pegmatitas que cortan a estos monzogranitos porfídicos pertenecen a las unidades graníticas vecinas.

Esta unidad plutónica es incluida en el grupo de las granodioritas precoces, junto con los granitoides de Ribadelago por los autores de la hoja MAGNA N° 267 (Puebla de Sanabria. Estos mismos autores consideran que se trata de un cuerpo cuya intrusión es posterior a la 2ª fase deformativa hercínica pero anterior a la 3ª.

5.3.1.3.- Macizo de Manzalvos-Castromil

Es un conjunto de granitoides que se localiza en el límite meridional de las provincias de Orense y Zamora cuyo extremo suroriental penetra en Portugal. Su afloramiento tiene una forma bastante irregular debido a que sobre el intruyen diversas unidades plutónicas (Macizos de La Gudiña, Castelo y Ladiaro) que le dividen en dos cuerpos principales y presenta una estrangulación que 'individualiza' un lóbulo noroccidental muy desmembrado y mezclado con los granitos de dos micas de La Gudiña. Este estrangulamiento puede estar condicionado por una importante zona de fractura con directriz aproximada N 20°E que pasa por las inmediaciones de Villanueva de La Sierra y Chaguazoso, en cuyo área de influencia se observa una importante degradación de los afloramientos y apreciables recubrimientos por coluviones, suelos y sedimentos cuaternarios. El conjunto del afloramiento tiene una elongación NO-SE con una longitud en la zona española de unos 11 Km y una anchura aproximada de 9 Km y se reparte entre las hojas N° 266 (La Gudiña) y N° 304 (Hermisende) del MTN e 1:50.000. Este complejo plutónico toma su nombre de las aldeas de Manzalvos y Castromil, situadas en el extremo meridional del mismo.

Este complejo intruye en filitas y metasamitas silúrico-devónicas con metamorfismo de contacto' y en pizarras y metasamitas ordovícicas, según los autores de las hojas MAGNA de La Gudiña y Hermisende, aunque en la cartografía geológica de estas hojas no está identificado y sus materiales se reparten en distintos afloramientos carentes de sentido como unidades de intrusión. En algunas filitas del conjunto encajante, se observa la presencia de porfiroblastos de andalucita quiastolítica, con una cierta cola de presión y con aplastamiento de la esquistosidad en torno a ellos. En estas rocas puede también haberse producido blastesis de cordierita de contacto, que está totalmente retrogradada y parcialmente incluida en la andalucita. Así mismo, se aprecia una fuerte recristalización en mosaico del cuarzo.

Los contactos con los granitos de dos micas de La Gudiña son bastante complejos y en las zonas próximas se encuentran megaenclaves, restos desmembrados y masas de granitoides híbridos que indican que la intrusión de los granitos de dos micas se ha producido en un momento en que el complejo de Manzalvos-Castromil no estaba consolidado. En los contactos con los leucogranitos de Castelo también se localiza una franja decamétrica-hectométrica de mezcla, aunque el grado de complejidad de estos contactos es menor y el macizo leucogranítico tiene un carácter bastante bien circunscrito, lo que indica que su emplazamiento se ha producido en una etapa más tardía y con un mayor grado de consolidación del complejo de Manzalvos-Castromil. El contacto con el macizo de Ladiaro es muy neto; no obstante en algunos afloramientos de los granitoides tardíos junto al contacto se aprecia una incorporación difusa de material

procedente de los monzogranitos porfídicos precoces que no se corresponde con una intrusión con fuerte contraste térmico con el encajante.

La morfología asociada a este conjunto plutónico y el aspecto de sus afloramientos es muy variado. Así, el cuerpo nororiental, situado entre el puerto de La Canda, La Sierra de Marabón y el alto de Castelo presenta un relieve bastante abrupto con buenos afloramientos de roca viva con importantes lanchares, penedos y berrocales de bolos redondeados y de tamaño heterogéneo. El cuerpo meridional se asocia a un relieve más suave con mayores recubrimientos y meteorización, aunque dependiendo de las zonas, se pueden encontrar lanchares suaves bastante extensos y berrocales de distinta importancia.

Las características litológicas de los granitoides que constituyen este complejo son relativamente heterogéneas, observándose con relativa frecuencia heterogeneidades incluso a escala de afloramiento. No obstante la práctica totalidad del mismo está constituido por monzogranitos biotíticos con moscovita porfídicos orientados.

En el cuerpo nororiental predominan los monzogranitos biotíticos con moscovita porfídicos orientados, con matriz de grano medio a medio grueso. Los megacristales de feldespato tienen hábitos tabulares (dientes de caballo) y ocasionalmente pueden alcanzar longitudes de más de 8 cm, aunque los más comunes oscilan entre 1 y 3 cm. La densidad del porfidismo es variable, pudiendo definirse bolsadas o bandas de acumulación de megacristales que se disponen en concordancia con la orientación de los granitos. El tamaño de grano de la matriz suele oscilar entre 1 mm y 6 mm, apreciándose con frecuencia orientación de la biotita, que siempre es bastante más abundante que la moscovita. El contenido en micas puede fluctuar entre un 10% y un 15%. En este cuerpo son frecuentes con porfidismo muy denso, en los que los megacristales tienen distancias entre ellos inferiores a 3 cm y su disposición orientada les confiere un aspecto traquitoide. Localmente, hay zonas en las que los granitoides tienen un carácter heterogéneo con una matriz de grano medio más fino y porfidismo más ralo en las que son más frecuentes las bolsadas pegmatoides, pudiéndose encontrar en ellos xenolitos metamórficos más o menos desmembrados y restos micáceos procedentes de su desestructuración. Este tipo de granitoides se encuentran con relativa frecuencia en el área comprendida entre Castromil y el contacto con el macizo de Ladiaro.

En la zona meridional del complejo, los granitoides son bastante similares a las variedades previamente descritas, tanto en sus características litológicas como en sus estructuras. En esta zona, como en el cuerpo NE, en los contactos con los leucogranitos de dos micas del macizo de Castelo se desarrolla una franja de mezcla entre ambos granitoides con una anchura decamétrica-hectométrica en la que se encuentran granitos de grano fino-medio con megacristales dispersos más o menos abundantes que proceden de la disgregación de los monzogranitos porfídicos y masas de características híbridas o enclaves de granitoides porfídicos de dimensiones muy variables y con bordes difusos. Así mismo en los afloramientos de los granitoides de Manzalvos-Castrolmil próximos a estos contactos se encuentran abundantes diques y masas de leucogranitos y aplopegmatitas con bordes sinuosos asociados a la intrusión del macizo de Castelo.

En los afloramientos correspondientes al lóbulo NO del complejo, los granitoides son en general más ricos en moscovita y su porfidismo es con frecuencia menos denso, predominando los monzogranitos y granitos de dos micas, porfídicos o con

megacrystales más o menos abundantes y orientados. Los megacrystales son tabulares y sus longitudes más frecuentes están comprendidas entre 1 cm y 3 cm y el tamaño de grano de la matriz varía entre medio y medio-grueso. Estos granitoides pueden estar mezclados con granitos de dos micas y cortados por diques y masas de granitos y leucogranitos de dos micas de grano medio a fino y por aplopegmatitas, y también pueden encontrarse como meso o megaenclaves con límites difusos e híbridos en los granitos del macizo de La Gudiña próximos a los contactos con este complejo. Estas variedades y tipo de relaciones de mezcla y desmembramiento se encuentran muy bien representados en las inmediaciones de la aldea de Pereiro en un radio de 1.5 Km el E y al SE de este poblado.

La mineralogía principal consta de: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y moscovita. Los minerales accesorios son: apatito, circón, opacos, sillimanita, monacita, allanita y rutilo. Como minerales secundarios se encuentran: moscovita, sericita, clorita, epidota, feldespato potásico, calcita y esfena.

Las texturas son hipidiomórficas inequigranulares porfídicas, de grano medio a medio-grueso, con orientación deformativa y recristalizaciones de intensidad variable.

El cuarzo forma cristales alotriomorfos, gruesos, con cuarteamiento y poligonización grosera y extinción ondulante. Puede también encontrarse como inclusiones subredondeadas en la plagioclasa y en los megacrystales de feldespato potásico. Los cristales pueden estar elongados y presentar cuarteamiento direccional.

La plagioclasa aparece como cristales subidiomorfos, con maclado polisintético y complejo, que pueden tener zonación continua u oscilatoria difusa; a veces constituyen glomérulos en sinnesis. Presentan con frecuencia zonas externas en las que el recrecimiento les hace perder idiomorfismo, y bordes albíticos y mirmequíticos lobulados, en los contactos con el feldespato potásico. Pueden estar afectado por sericitizaciones irregulares o preferenciales en el núcleo y en las zonas más básicas, o por moscovitizaciones, que con frecuencia tienen carácter geométrico. Pueden contener inclusiones de biotita y apatito. También se pueden encontrar agregados de gránulos mirmequíticos independientes, pero también en relación con el feldespato potásico. Puede presentar quebrados y deformación de maclas y poligonización irregular, que a veces se manifiesta en la existencia de dominios policristalinos recristalizados.

El feldespato potásico forma megacrystales groseramente subidiomorfos, con bordes engranados con la mesostasis y maclas de carlsbad y en enrejado. Tienen abundantes inclusiones poiquilíticas de pequeños cristales de plagioclasa que pueden presentar disposición zonal. Pueden tener pertitas finas o en parches. También se encuentra el feldespato potásico como cristales alotriomorfos intersticiales, y constituyendo parches, sustituciones irregulares e infiltraciones a favor de grietas en las plagioclasas. Ocasionalmente incluyen algunos prismas finos de sillimanita moscovitizada. Puede estar algo afectado por moscovitizaciones irregulares.

La biotita se encuentra como cristales subidiomorfos o alotriomorfos, de color rojizo-castaño; son ricos en inclusiones puntiformes de circón, y en menor proporción de apatito. Puede formar agregados policristalinos foliares con moscovita, que la sustituye parcialmente. Con frecuencia está afectada por poligonizaciones irregulares o por flexiones y kinkamientos. Puede estar variablemente cloritizada.

La moscovita forma placas gruesas, subidiomorfas o alotriomorfas y de tamaño heterogéneo. Puede aparecer como cristales aislados, aunque con frecuencia constituye intercrecimientos escamosos orientados con la biotita, a al que sustituye parcialmente, conservando a veces las inclusiones de circón y apatito de aquella. También forma crecimientos geométricos sobre las plagioclasas. Puede presentar bordes irregulares, de aspecto simplectitoide, en contacto con la plagioclasa. Con relativa frecuencia está afectada por poligonizaciones, kinkados o flexiones, y los cristales pueden tener los bordes triturados.

El circón aparece como frecuentes inclusiones idiomorfas y de pequeño tamaño en la biotita, que están rodeadas por halos pleocroicos negruzcos; también está incluido en las moscovitas que sustituyen a la biotita. Se encuentran algunas inclusiones idiomorfas de mayor tamaño en la plagioclasa.

El apatito se encuentra como cristales idiomorfos-subidiomorfos, prismáticos, que con frecuencia están incluidos en la biotita. Su distribución de tamaños es irregular, y con frecuencia está agrietado y algo corroído. También se encuentran algunos cristales dispersos, más gruesos y menos idiomorfos. Puede contener pequeñas inclusiones de circón.

Los minerales opacos se encuentran como inclusiones primarias, subidiomorfas o alotriomorfas y de pequeño tamaño, en la biotita. Principalmente se encuentra como pequeños gránulos asociados a las moscovitizaciones y cloritizaciones de la biotita.

La sillimanita es de aparición accidental, y se encuentra en forma de inclusiones aciculares o prismáticas finas en la plagioclasa y en el feldespató potásico. Está totalmente moscovitizada.

La monacita se encuentra ocasionalmente como alguna inclusión subidiomorfa en la plagioclasa. Puede estar maclada.

El rutilo se ha encontrado en una ocasión, en forma de gránulos subredondeados incluidos en plagioclasa.

La allanita es muy escasa, y se ha encontrado como inclusiones subidiomorfas, sonadas en grupos policristalinos de biotita. Está bastante degradada.

Con respecto a los enclaves, son relativamente frecuentes aunque no muy abundantes los de tipo microgranudo y composición granodiorítico-tonalítica. Estos enclaves tienen en la mayoría de los casos dimensiones centimétrico-decimétricas y formas elipsoides con orientación concordante con la estructuración de los granitoides y pueden estar afectados por un cierto grado de recristalización asociable a los procesos de deformación a alta temperatura. En la zona comprendida entre la aldea de Castromil y el contacto con el macizo de Ladiaro, se encuentran algunos megaenclaves microgranudos de carácter más básico (tonalitas-cuarzodioritas), siendo los de tamaño más considerable (decamétricos), los que se localizan en el cruce de la carretera de Castromil a Hermisende con el arroyo de La Rivera; se trata de rocas de grano fino, algo heterogéneo y de colores grises verdosos oscuros que pueden tener variedades con

fenocristales de feldespatos y de anfíboles de tamaños milimétricos y algún megacristal de feldespato potásico disperso de hasta 3 cm de longitud.

La mineralogía principal de estos megaenclaves y enclaves consta de: plagioclasa, cuarzo, biotita, anfíbol y feldespato potásico. Como minerales accesorios se encuentran: apatito, opacos, esfena, allanita, circón, moscovita y epidota. Los minerales secundarios son: sericita, clorita, carbonatos y epidota.

Las texturas son hipidiomórficas inequigranulares, de grano fino, en ocasiones con tendencia porfídica. Pueden estar afectadas por orientaciones deformativas y recristalizaciones bastante intensas.

La plagioclasa forma cristales subidiomorfos con maclado polisintético y complejo y zonados, que pueden formar algunos cúmulos policristalinos. Puede tener zonas externas recrecidas, más ácidas, que hacen perder idiomorfismo a los cristales. Tiene sericitización y epidotización en los núcleos y en algunas zonas más básicas, y también está afectada por prehnitizaciones. Puede incluir apatito, biotita y algún cuarzo goticular. En algunos casos puede estar parcialmente poligonizada, e incluso formar mosaicos granoblásticos. A veces puede formar algunos fenocristales de mayor tamaño.

El cuarzo aparece como cristales alotriomorfos intersticiales, de tamaño bastante variable. Puede formar algún intercrecimiento simplectitoide con el feldespato potásico. La biotita forma cristales subidiomorfos o irregulares, de color marrón, marrón oliváceo o castaño. Puede constituir intercrecimientos policristalinos con el anfíbol. También forma grupos policristalinos que a veces incluyen cristales gruesos de epidota o de allanita epidotizada. Parte de estos agregados proceden de poligonizaciones de cristales de mayor tamaño y pueden incluir gránulos de esfena. Ocasionalmente puede encontrarse algún cristal con hábito poiquilítico-criboso, con inclusiones de plagioclasa.

El anfíbol aparece como cristales idiomorfos o alotriomorfos, de color verde intenso, verde parduzco, o marrón claro, que pueden formar grupos policristalinos, a veces junto con biotita; pueden estar maclados. Algunos cristales contienen inclusiones de biotita, y también se encuentran parches de biotita que le sustituyen. Puede estar parcialmente poligonizado. Su proporción es bastante variable y no suele encontrarse en los enclaves menores.

El feldespato potásico tiene hábitos alotriomorfos y forma cristales intersticiales o poiquilíticos, con maclación en enrejado.

El apatito aparece como abundantes cristales idiomorfos de pequeño tamaño o aciculares, dispersos en el conjunto mineral. En gran parte está incluido en el cuarzo y en los feldespatos.

La esfena es relativamente abundante y puede encontrarse asociada a la biotita y a los anfíboles, o incluida en ellos. También se encuentra como cristales alotriomorfos intersticiales.

La allanita se encuentra como cristales subidiomorfos de color amarillento-marrón o anaranjado, asociados a la biotita. Está bastante retrogradada y en ocasiones se

encuentran algunos agregados policristalinos de allanita y epidota que proceden de la recristalización de una allanita previa.

Los minerales opacos son escasos y pueden encontrarse como cristales subidiomorfos, incluidos en agregados de anfíbol y biotita.

El circón es muy escaso, y se encuentra como pequeñas inclusiones idiomorfas en algunas biotitas.

La moscovita es de carácter tardío o secundario y se asocia a crecimientos sobre plagioclasa o sobre alguna biotita. Puede asociarse a epidota.

La epidota puede aparecer como gránulos gruesos asociados principalmente a recristalizaciones de la biotita y el anfíbol. Está asociada a las transformaciones y deformaciones que han afectado a estas rocas en condiciones de metamorfismo de grado medio-alto.

También en esta zona se encuentran algunas acumulaciones de enclaves y megaenclaves de metasedimentos fuertemente deformados, de grado medio-alto y parcialmente desmembrados. Estos enclaves están inmersos en una variedad de granitoides inhomogéneos, con bolsadas pegmatíticas y schlieren y restos micáceos que proceden de la disgregación de los mismos. En las inmediaciones de la población de La Mezquita, en un radio de unos 2 Km al S y al SO de la misma, se localizan importantes masas de esquistos y paragneises parcialmente migmatizados e inyectados por diques y apófisis de granitos que constituyen afloramientos que en su conjunto alcanzan varios kilómetros cuadrados. Los afloramientos de esta zona están muy degradados y en gran parte recubiertos por suelos y tierras de labor. Otra importante masa de metasedimentos de características similares está situada al sur del pueblo de Villavieja, en el entorno de los relieves de La Cabeciña.

En el sector comprendido entre el puerto de La Canda y los altos de Castelo se encuentran algunos enclaves y megaenclaves de pizarras mosqueadas y corneanas con porfiroblastos de andalucita que proceden de los metasedimentos ordovícicos que constituyen el encajante de las zonas más próximas.

Otros tipos de enclaves corresponden a microenclaves micáceos de color negruzco y ricos en biotita y a algunos nódulos de cuarzo masivo, de formas subredondeadas o elipsoidales y tamaños centimétricos.

La actividad filoniana que se localiza en este complejo, se asocia fundamentalmente a apófisis, diques y venas de granitos, leucogranitos y pegmatitas que proceden en su mayoría de las unidades plutónicas que intruyen sobre este complejo. También se encuentran lentejones y bolsadas de pegmatitas heterogéneas dispersos, que son más frecuentes en las zonas próximas a los contactos con los metasedimentos encajantes o con los megaenclaves.

No existen labores de cantería significativas ni yacimientos o indicios minerales de interés económico asociables a este complejo.

5.3.2.- GRANITOIDES SINCINEMÁTICOS MESO-CATAZONALES

5.3.2.1.- Macizo de Hermisende-Padornelo

Se trata de un complejo constituido por granitos de dos micas, granitoides migmatíticos y metasedimentos y ortogneises migmatizados que se localiza en la zona SO de la provincia de Zamora y se extiende por el N de Portugal. Su afloramiento tiene una forma bastante compleja y sus límites son difíciles de establecer, sobre todo en el extremo septentrional, donde su trazado es muy irregular y es complicado determinar donde terminan los materiales del complejo y donde comienza el conjunto de metasedimentos y gneises migmatizados encajantes. Este afloramiento se distribuye en la zona española entre las hojas N° 266 (La Gudiña), N° 267 (Puebla de Sanabria), N° 304 (La Gudiña) y N° 305 (Calabor). Toma su nombre de los pueblos de Hermisende y Padornelo situados en el entorno del complejo.

En su borde occidental, intruye en metasedimentos esquistosos ordovícicos de grado medio y alto, y tanto los materiales encajantes como los granitoides están afectados por una intensa deformación de cizalla, relacionada con el funcionamiento de la falla de Hermisende. En la zona NO, como ya se ha referido, el contacto es muy intrincado, ya que las rocas de caja son esquistos, paragneises y gneises bandeados migmatizados del Grupo Viana. El límite nororiental está definido por una banda de esquistos micáceos miloníticos con andalucita y sillimanita. La terminación suroriental del complejo en la zona española, tiene un trazado muy irregular, con un complicado sistema de interdigitaciones y megaenclaves, correspondiendo los materiales encajantes a esquistos y pizarras ordovícicos, afectados por metamorfismo de contacto con blastesis de andalucita. En su conjunto se trata de un complejo granítico migmatítico meso-catazonal, cuyo emplazamiento es parcialmente simultáneo con el pico metamórfico hercínico de bajas presiones y con los eventos deformativos de cizalla asociados a los estadios tardíos de la tercera fase deformativa.

Los afloramientos presentan una topografía con fuertes contrastes de relieve, aunque en general los afloramientos de roca viva no son muy extensos y se encuentran grandes superficies en las que la meteorización es importante y localmente pueden encontrarse recubrimientos por depósitos glaciares y periglaciares cuaternarios. Por otra parte, no existen contrastes morfológicos marcados entre los granitoides, las rocas migmatíticas y el conjunto metamórfico encajante.

En la zona suroccidental del complejo, los granitoides están representados por un conjunto inhomogéneo en el que se encuentran granitos y leucogranitos de dos micas heterogranulares de grano fino a medio con abundantes bolsadas y lentejones pegmatíticos, granitos de dos micas de grano medio-grueso a grueso, y con carácter subordinado, variedades de granitos de grano fino biotítico-moscovíticos de grano fino. Este conjunto de rocas presenta contactos difusos y graduales entre ellos, y es posible encontrar varios tipos entremezclados en un mismo afloramiento. Las heterogeneidades y los cambios de facies se pueden encontrar constituyendo lentejones o masas tabulares de diferente entidad que en general son paraconcordantes con las orientaciones de flujo magmático y deformativas, aunque también en algunos casos se encuentran granitoides que interrumpen de forma mas o menos brusca la estructuración de otras variedades más deformadas. Los distintos tipos litológicos presentan también con frecuencia heterogeneidades que pueden manifestarse como bandeados o schlieren definidos por

distinto contenido en minerales micáceos o diferencias en el tamaño de grano. Este conjunto inhomogéneo presenta una deformación de intensidad variable que es especialmente intensa en las inmediaciones de la zona del contacto occidental, donde los granitoides están gneisificados por la acción de un sistema de cizalla con componente normal y de desgarre asociada al funcionamiento de la Falla de Hermisende que eleva el bloque nororiental, de mayor grado metamórfico, y donde se encuentra este complejo. La intensidad de la deformación decrece progresivamente al alejarse del contacto hacia el NE, donde los granitoides presentan una foliación menos penetrativa y no se observan los planos de cizalla. Estas estructuras deformativas que tienen direcciones que varían entre N 130°/135°E y buzamientos de 35°/50° SO, se superponen a otras no asociadas a esta banda de cizalla. El contacto con los metasedimentos ordovícicos encajantes es bastante complejo y de carácter paraconcordante, aunque discordante en detalle, y en la zona se define un sistema complejo de grandes escamas, megaenclaves y enclaves metamórficos con deformación milonítica, intercalados con láminas, filones y apófisis de granitoides gneisificados o fuertemente deformados.

La mineralogía principal de estos granitoides consta de: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Los minerales accesorios son: sillimanita, apatito, circón, monacita y opacos. Los minerales secundarios son: clorita, sericita y moscovita.

Las texturas pueden ser hipidiomórficas equigranulares o inequigranulares de grano medio-fino a medio-grueso en los granitoides menos deformados. En los casos en los que la deformación es más intensa se observan estructuras foliadas, con recristalizaciones más o menos importantes y definición de texturas porfidoclasticas, gneísicas oftalmíticas o blastomiloníticas.

El cuarzo forma cristales alotriomorfos, heterométricos, variablemente cuarteados, y con límites irregulares o suturados entre los subgránulos; tiene extinción ondulante irregular. También puede encontrarse como inclusiones redondeadas o subidiomorfas en las plagioclasas. Cuando la deformación es más intensa, se observa estiramiento de los cristales y la formación de dominios poligonizados, constituidos por agregados policristalinos granoblásticos de grano fino, e incluso la formación de proto-ribbons recristalizados.

La plagioclasa constituye cristales subidiomorfos o alotriomorfos, con maclado variablemente definido y con zonado poco patente o vestigial, aunque en ocasiones se observan zonados oscilatorios difusos; pueden presentar bordes albíticos o mirmequíticos en los contactos con el feldespato potásico. Los cristales pueden estar groseramente poligonizados y presentar quebrado o flexión de maclas y maclación mecánica. Tienen sericitización irregular, a veces preferencial y sobre ellas se producen abundantes microclinizaciones en parches y moscovitizaciones. Pueden contener inclusiones subredondeadas, subidiomorfas o irregulares de cuarzo, y en algunos casos agujas de sillimanita moscovitizadas. Hay abundante plagioclasa de grano fino que constituye dominios poligonizados junto con cuarzo y feldespato potásico en los que se observan sustituciones complejas entre la plagioclasa y la microclina; algunas de estas plagioclasas forman gránulos lobulados mirmequíticos. En los granitoides más deformados se encuentran cristales subidiomorfos o algo subredondeados de plagioclasa, que constituyen porfidoclastos abrazados por la foliación. En las rocas más leucocráticas puede formar algunos intercrecimientos gráficos groseros con cuarzo y feldespato potásico. Son muy abundantes los cristales fragmentados y poligonizados de

plagioclasa en relación con procesos de rotura sin-magmática; en estos cristales se observan con frecuencia infiltraciones de feldespato potásico a favor de las grietas.

El feldespato potásico forma cristales alotriomorfos, intersticiales o poquiliticos, que están variablemente cuarteados o poligonizados. También aparece en algunos casos como protomegacristales algo subidiomorfos con sus bordes engranados con el resto de los minerales. Tiene macla en enrejado, variablemente definida y pertitas irregulares que pueden estar engrosadas por albitización. Puede constituir infiltraciones en las plagioclasas, a favor de roturas sin-magmáticas y formar parches y tramas reticulares gruesas de sustitución sobre las mismas. Los cristales de mayor tamaño suelen tener abundantes inclusiones poiquiliticas de cuarzo, plagioclasa y biotita y ocasionalmente incluye acículas gruesas de sillimanita moscovitizada. En algunos de estos granitoides se encuentran dominios policristalinos de feldespato potásico, que proceden de la poligonización de cristales mayores de este mineral. Está variablemente afectado por moscovitizaciones irregulares. Puede encontrarse feldespato potásico secundario asociado a algunas biotitas cloritizadas.

La biotita aparece como cristales alotriomorfos, de color castaño rojizo, que tienen inclusiones puntiformes de circón con halos pleocroicos; también puede contener algunas inclusiones gruesas de apatito. Los cristales son en general de pequeño tamaño. Con frecuencia forma grupos policristalinos junto con la moscovita, que pueden tener formas elongadas y definir la foliación. Su proporción está subordinada a la de la moscovita, y en general está bastante moscovitizada. Puede estar variablemente deformada, triturada y poligonizada. En algunos leucogranitos está relegada a proporciones accesorias y se encuentra como cristales relictos, incluidos en la moscovita. Puede estar variablemente cloritizada.

La moscovita forma placas subidiomorfos o alotriomorfos, de tamaño variable, pero en general mayores que los de la biotita; puede estar deformada, kinkada y presentar trituración marginal en algunos casos. Con frecuencia forma agregados policristalinos orientados, intercrecidos con biotita, a la que sustituye parcial o totalmente. Puede incluir restos de biotita, apatito, y en ocasiones vestigios de sillimanita. También forma cristales blásticos sobre la plagioclasa, y en menor proporción sobre el feldespato potásico. Los crecimientos sobre el feldespato potásico pueden presentar hábitos dactilíticos o simplectitoides. En los granitoides más deformados forma agregados policristalinos escamosos o de cristales triturados y de aspecto fibroso, que proceden del estiramiento, trituración y recristalización de cristales mayores; estos agregados orientados definen la foliación de los granitoides.

La sillimanita se encuentra como acículas moscovitizadas, incluidas en las plagioclasas. También se observan ocasionalmente algunas fibras de sillimanita, incluidas en placas de moscovita.

El apatito forma cristales subredondeados, agrietados y algo corroídos, que con frecuencia se encuentran incluidos en la moscovita o en la biotita y que pueden contener inclusiones de circón. Los cristales pueden estar estirados y desmembrados. En general, es relativamente abundante.

El circón aparece principalmente como inclusiones muy pequeñas en la biotita, idiomorfos o subidiomorfos y rodeadas por halos pleocroicos negruzcos.

Los minerales opacos primarios son muy escasos; en general se encuentra como pequeños gránulos asociados a los procesos de moscovitización y cloritización de la biotita.

La monacita se encuentra ocasionalmente como pequeñas inclusiones subredondeadas en la biotita, que están rodeadas por halos pleocroicos oscuros.

La zona septentrional del complejo corresponde realmente a un sistema intrusivo muy intrincado de masas de granitos y leucogranitos heterogéneos que intruye sobre una serie de esquistos, paragneises, gneises bandeados y ortogneises glandulares fuertemente migmatizados. Los materiales metamórficos, fundamentalmente los gneises, pueden estar muy desestructurados, mezclándose los fundidos migmatíticos con los granitoides intrusivos y constituyendo un conjunto claramente catazonal. Así, se encuentran masas, restos y megaenclaves de gneises bandeados parcialmente fundidos y a veces muy nebulitizados y transformados en un granitoide migmatítico con bandas biotíticas que pueden estar replegadas y que constituyen fantasmas de la foliación y que tienen contactos difusos e insensibles con granitos y leucogranitos biotítico-moscovíticos inhomogéneos, de grano fino a medio con heterogeneidades pegmatoides, agregados biotíticos y restitas micáceas, schlieren biotíticos, enclaves y restos de gneises bandeados y glandulares migmatizados y pequeños enclaves (resisters) de cuarzo masivo.

En otros sectores de la zona septentrional, como al norte de las Hedradas, Chanos y Lubián y en el paraje de las Quintelas al S de la majada del Sistral se encuentran metasedimentos esquistosos migmatizados de grano grueso, ricos en biotita y con sillimanita, y con abundantes venas y segregaciones de cuarzo muy replegadas, que constituyen enclaves y megaenclaves de dimensiones muy diversas, en algunos casos superiores al kilómetro cuadrado, desmembrados e inyectados por masas de granitoides inhomogéneos. Los granitoides tienen tamaños de grano y proporciones de micas variables, aunque son abundantes los tipos leucograníticos, siendo frecuentes las heterogeneidades pegmatíticas, los schlieren y restos micáceos biotíticos y los enclaves metamórficos. Con carácter restringido pueden encontrarse variedades de grano fino más ricas en biotita y de color gris medio. Estos granitoides están variablemente orientados aunque predominan las zonas en las que la deformación no es muy penetrativa, estando superpuestas las estructuras debidas a la tectónica y al flujo magmático. Las orientaciones más comunes tienen directrices que fluctúan entre N 130°E y N 145°E con buzamientos hacia el SO.

La composición mineralógica principal de los granitoides aflorantes en las zonas migmatíticas consta de: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Los minerales accesorios son: sillimanita, apatito, opacos y rutilo. Los minerales secundarios son sericita y clorita.

Las texturas pueden ser hipidiomórficas de grano medio a fino o heterogranulares y también se encuentran variedades inequigranulares y con tendencias porfídicas. Pueden presentar orientación deformativa más o menos intensas.

El cuarzo se encuentra como cristales deformados, con poligonización irregular y con extinción ondulante, a veces direccional. Puede también aparecer como inclusiones

subredondeadas o subidiomorfas en el feldespato potásico. En algunos casos presenta una intensa poligonización en mosaico.

El feldespato potásico forma cristales alotriomorfos o groseramente subidiomorfos, con maclas en enrejado y de carlsbad y que contienen frecuentes inclusiones poiquilíticas de plagioclasa y cuarzo; pueden ser algo peritéticos. En algunas rocas puede presentar tendencia fenocristalina; en estos casos aparece como individuos muy engranados con el resto de los minerales, orientados y abrazados por la foliación. Pueden incluir acículas y prismas de sillimanita moscovitizados. Pueden estar afectados por poligonización irregular.

La plagioclasa aparece como cristales alotriomorfos o algo subidiomorfos, maclados y con zonación continua o sin zonar, que pueden presentar lóbulos y bordes mirmequíticos en los contactos con el feldespato potásico; la zonación puede estar marcada por sericitizaciones preferenciales y ocasionalmente se observan zonados en parches. Las maclas pueden estar flexionadas y quebradas por efecto de la deformación. Los cristales pueden estar variablemente poligonizados y en algunos casos forman agregados policristalinos junto con el feldespato potásico, con el que presenta relaciones complejas de sustitución. Pueden incluir cristales de sillimanita moscovitizada.

La moscovita puede formar placas irregulares o agregados de aspecto fibroso que definen la foliación junto con la biotita, a la que sustituye parcialmente. Puede incluir restos de sillimanita y es posible que buena parte de la moscovita asociada a los planos de foliación, proceda de la sustitución de sillimanita. No es raro que forme fenoblastos con bordes muy irregulares, dactilíticos, que sustituyen al feldespato potásico; también sustituye a la plagioclasa. Puede estar flexionada, algo poligonizada, o tener los bordes triturados.

La biotita se encuentra como cristales alotriomorfos e irregulares, de color castaño-rojizo, que pueden estar bastante recristalizados y moscovitizados. Con bastante frecuencia, quedan restos de biotita, interfoliares o discordantes, incluidos en la moscovita. En relación con las moscovitizaciones, se pueden neoformar abundantes cristallitos de opacos. Puede estar variablemente cloritizada.

El apatito puede ser relativamente abundante, y aparece como cristales subidiomorfos, gruesos, dispersos o incluidos en la moscovita o en la biotita.

El circón se encuentra como inclusiones puntiformes en la biotita, que están rodeados por halos pleocroicos negruzcos. También se encuentran algunos pequeños cristales idiomorfos dispersos.

Los minerales opacos pueden aparecer como escasos cristales alotriomorfos dispersos, o más frecuentemente asociados a la moscovitización de biotita.

En la zona comprendida entre la banda de metasedimentos milonitizados que constituye el límite NE del complejo, el pueblo de Calabor, y la Sierra de la Gamoneda, también se observa una notable variabilidad en los granitoides del complejo, aunque los componentes migmatíticos es mucho menos importante que en el sector noroccidental. En las inmediaciones del contacto se encuentran granitos y leucogranitos de dos micas de grano medio a grueso con fuerte deformación por cizalla y de colores blanquecinos o

grisáceos muy claros que constituyen afloramientos en forma de lanchares o de lomos de ballena algo irregulares. Varían de predominantemente moscovíticos a biotítico-moscovíticos, la moscovita forma con frecuencia plaquitas que contrastan con el resto de los minerales, el cuarzo presenta un marcado estiramiento y no es rara la presencia de granate. También puede encontrarse turmalina, como cristales aislados o en forma de pequeños nódulos elongados dispersos. Tienen con frecuencia estructuras gneísicas, a veces microglandulares con cristales de feldespato de 0.5 a 1 cm, y en ellos se pueden observar planos de cizalla N 160°E / 55°-70°O y planos de esquistosidad N 140°E / 70°-80°O. Tienen venas de cuarzo y leucogranitos deformadas y pueden contener pequeños enclaves micáceos y enclaves y megaenclaves de esquistos y paragneises.

En las proximidades de Padornelo, al N del pueblo, intruyendo sobre metasedimentos esquistosos muy deformados y recrystalizados, se encuentran granitos de dos micas de grano medio, porfídicos, con orientación deformativa por cizalla, que puede ser muy intensa. Tienen megacristales de feldespato potásico tabulares, de 1 a 3 cm de longitud y a distancias de 2 a 3 cm entre sí, aunque hay una apreciable heterogeneidad en la densidad del porfidismo. Los afloramientos producen resaltes irregulares con bolos romos lenticulares. En la zona hay enclaves y megaenclaves de metasedimentos que pueden superar los Km², y de tonalíticas biotíticas de grano fino (< 1mm), orientadas y de color gris-medio, que pueden alcanzar tamaños hectométricos. Estas tonalitas tienen algunos enclaves micáceos biotíticos y de granitos orientados, así como algunas bolsadas pegmatíticas con grandes placas de biotita.

En la zona comprendida entre Padornelo y la Sierra de la Parada, son frecuentes los granitos de dos micas de grano medio-grueso a grueso (3-9 mm), variablemente deformados, con foliación u orientación de micas, N 120°-130°E / 65°-70°S y estiramiento del cuarzo. Entre ellos se encuentran variedades en las que el feldespato potásico tiende a formar con carácter generalizado cristales subautomorfos de mayor tamaño que el resto de los minerales y la moscovita forma plaquitas subidiomorfos alabeadas de hasta 6 mm y localmente puede haber algunos megacristales de feldespato potásico de 2-3 cm dispersos. En este sector, hay megaenclaves y enclaves de metasedimentos esquistosos biotíticos, muy deformados y con intensa venulación de cuarzo, y que pueden ser muy ricos en fenoblastos prismáticos alargados de andalucita. También hay enclaves micáceos, ricos en biotita, de tamaños centimétricos y color negruzco y algunos pequeños enclaves cuarzofeldespático-biotíticos, de aspecto microgranudo y con algunos fenocristales de cuarzo, que pueden corresponder a materiales del grupo del "Olló de Sapo". Además se encuentran algunos xenolitos de otros granitos y pequeños enclaves de cuarzo masivo. Estos granitos, producen morfologías con lanchares y lomos de ballena en las áreas de afloramiento de roca viva.

La mineralogía principal de los granitoides de la zona de Padornelo, Calabor y la Sierra de La Gamoneda consta de: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita y biotita. Los minerales accesorios más comunes son: apatito y circón, y pueden aparecer ocasionalmente, opacos, fluorita, restos de sillimanita y posiblemente topacio.

Las texturas pueden ser hipidiomórficas equigranulares, inequigranulares o con tendencia porfídica. El tamaño de grano varía entre medio y grueso. Pueden tener orientaciones deformativas y recrystalizaciones considerables, y en ocasiones llegan a definirse texturas porfidoclásticas foliadas y miloníticas.

El cuarzo aparece como cristales rotos y con poligonización irregular y extinción ondulante; pueden estar estirados. Los individuos originales eran alotriomorfos. También se encuentra como inclusiones subredondeadas en las plagioclasas.

Puede estar totalmente recrystalizada en mosaicos poligonales que corresponden a individuos deformados y en ocasiones rellena grietas en cristales de plagioclasa desmembrados.

La plagioclasa forma cristales subidiomorfos a alotriomorfos, maclados, que a veces tienen zonación continua u oscilatoria débil. Pueden tener poligonización irregular, quebrado y flexión de maclas, trituración marginal recrystalizada y maclación mecánica. También constituyen dominios fuertemente poligonizados en los que presenta intercrecimientos y sustituciones complejas con el feldespato potásico. En algunos casos se observan cordones de gránulos muy finos de albita en las líneas de rotura de los cristales de plagioclasa o moscovitizaciones fibrosas de las fisuras. En los granitoides con deformación más intensa puede formar porfidoclastos o glándulas subidiomorfas o alentejonadas, abrazadas por la foliación. Puede contener inclusiones de sillimanita moscovitizada que ocasionalmente presentan disposición zonal. Puede formar cristales lobulados mirmequíticos y puede estar afectada por moscovitizaciones geométricas o irregulares, infiltraciones y sustituciones en parches por feldespato potásico. Entre los procesos de alteración, se observan sericitizaciones y carbonataciones en parches.

El feldespato potásico se encuentra como cristales alotriomorfos o groseramente subidiomorfos que pueden formar pequeños megacristales con los bordes engranados con la matriz; son irregularmente pertíticos, con pertitas en parches, en venas o de sustitución. Tiene maclas de carlsbad, en enrejado o mecánicas, y suele contener abundantes inclusiones poiquilíticas de cuarzo, plagioclasa y en menor proporción de biotita; también puede incluir acículas de sillimanita moscovitizadas. También puede formar cristales intersticiales que a veces rellenan grietas de rotura intramagmática y sustituciones de la plagioclasa a favor de grietas o en parches. Puede estar roto o poligonizado y sus fisuras están a veces albitizadas o moscovitizadas. Está variablemente afectado por moscovitizaciones.

La biotita forma cristales subidiomorfos o alotriomorfos, con bordes irregulares, que suelen estar bastante moscovitizados o intercrecidos con moscovita. Es de color castaño-rojizo y tiene punteado pleocroico negruzco relativamente abundante, debido a pequeñas inclusiones de circón; también contiene algunas inclusiones de apatito. Está variablemente poligonizada, y puede formar agregados policristalinos que en general están asociados a la moscovita y que pueden definir una foliación más o menos nítida. Con frecuencia se encuentran restos irregulares de biotita incluidos en la moscovita. Las moscovitizaciones se encuentran con frecuencia asociadas a la neoformación de pequeños cristales de minerales opacos. Puede estar muy deformada y afectada por trituraciones marginales. Presenta cloritizaciones parciales, más o menos intensas, y en relación con estos procesos se producen neoformaciones de acículas de rutilo, opacos y en ocasiones de feldespato potásico secundario.

La moscovita se encuentra como cristales subidiomorfos, alotriomorfos o poiquilíticos, independientes o intercrecidos con biotita. con frecuencia se asocia a crecimientos sobre biotita, a sustituciones geométricas o simplectitoides de la plagioclasa y a sustituciones irregulares del feldespato potásico. Con relativa frecuencia, los cristales de moscovita

presentan bordes blásticos, muy irregulares en los contactos con la plagioclasa y el feldespato potásico. También se encuentra como producto de degradación de la sillimanita. Puede estar deformada, triturada y recristalizada. En los granitoides más deformados puede formar cristales fusiformes, con los bordes triturados.

La sillimanita se encuentra como acículas o prismas finos, incluidos en la plagioclasa y el feldespato potásico. Siempre está moscovitizada.

El apatito forma cristales subidiomorfos o alotriomorfos, heterométricos, que pueden asociarse a las micas o encontrarse dispersos. Puede contener inclusiones de circón, a veces con disposición zonal. Con frecuencia está agrietado y en ocasiones corroído.

El circón aparece en gran parte como inclusiones en la biotita, idiomorfos y muy pequeñas. También puede estar incluido en apatito y en moscovita. ocasionalmente se encuentran algunos cristales subredondeados.

Los minerales opacos de aspecto primario son escasos, y en general se encuentran como pequeños gránulos alotriomorfos dispersos.

El topacio es de identificación dudosa. Puede corresponder a algunos pequeños gránulos alotriomorfos que crecen sobre plagioclasas sericitizadas y moscovitizadas.

La fluorita es muy escasa, y solo se ha encontrado ocasionalmente como pequeños cristales alotriomorfos que crecen sobre la plagioclasa.

Los megaenclaves microgranudos que se encuentran en estos granitoides, tienen composición granodiorítica y texturas hipidiomórficas de grano fino, foliadas, a veces con tendencia porfídica.

Su mineralogía principal consta de: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y moscovita. Los minerales accesorios son: apatito, circón, opacos, monacita, fluorita, y posiblemente sillimanita. Como minerales secundarios se encuentran: clorita, sericita, epidota, opacos y calcita.

El cuarzo forma cristales irregulares poligonizados, de tamaño heterogéneo. También forma inclusiones goticulares o irregulares en la plagioclasa y en el feldespato potásico, y de intercrecimientos mirmequíticos.

La plagioclasa aparece como cristales subidiomorfos, maclados y que pueden tener zonación continua u oscilatoria difusa; tienen bordes amplios más albíticos. También puede formar fenocristales y cristales menores, más xenomorfos; en menor proporción se encuentra como gránulos mirmequíticos con bordes lobulados en relación con el feldespato potásico. Los fenocristales tienen parches de sustitución de feldespato potásico.

La biotita forma cristales subidiomorfos, de color castaño, con algunos puntos oscuros pleocroicos asociados a inclusiones de circón; también contiene inclusiones de apatito y de opacos. Puede formar grupos policristalinos orientados. Está afectada por moscovitizaciones.

El feldespato potásico aparece como cristales xenomorfos, de tamaño heterogéneo, que pueden tener hábitos poiquilíticos. Tiene maclación en enrejado definida irregularmente. Puede formar parches o sustituciones irregulares sobre la plagioclasa.

La moscovita es de crecimiento tardío y puede constituir sustituciones sobre la biotita, discordantes o interfoliare. También crece sobre el feldespato potásico y la plagioclasa.

El apatito forma prismas pequeños que están incluidos en la biotita y abundantes acículas esqueléticas dispersas en el conjunto mineral.

Puede haber algún prisma de sillimanita moscovitizado, incluido en feldespato potásico, pero su identificación es problemática.

La fluorita es muy escasa y se encuentra como algún gránulo alotriomorfo que crece sobre plagioclasas con el núcleo sericitizado o moscovitizado.

En cuanto a las estructuras de los granitoides, como ya se ha descrito, las orientaciones deformativas son prácticamente generalizadas, aunque su intensidad y características son muy variables, pudiendo encontrarse desde granitos que son prácticamente ortogneises hasta granitoides migmatíticos con orientación de micas tenue y deformación mineral inapreciable en muestra de mano. Estas estructuras deformativas se deben en la mayoría de los casos a los efectos de la Falla de Hermisende y de cizallas de desgarre dexas relacionadas con la tercera fase hercínica. No obstante, en la zona de influencia de al alineación de los puertos de La Canda y El Padornelo, se observan localmente foliaciones con direcciones próximas a E-O y buzamientos al S que posiblemente se asocian a una falla normal que eleva el bloque N, en el que es mas importante la migmatización. También en esta zona, en los alrededores de la ermita de La Tuiza, y en el valle al S del pueblo de Lubián se observa fuerte cataclasis y sistemas de fracturas con rellenos oscuros pseudotaquilíticos que corresponden al sistema de fallas E-O que discurren entre el puerto de La Canda y el pueblo de Requejo.

Las estructuras de flujo magmático son bastante ostensibles y se manifiestan principalmente por bandeados composicionales y texturales, schlieren micáceos y en ocasiones por la orientación de megacristales y enclaves. No obstante, dado el carácter sincinemático de este complejo, en la mayoría de los casos la estructuración de los granitoides corresponde a la suma de los efectos del flujo magmático y la deformación.

Las manifestaciones filonianas relacionadas con este complejo, están constituidas en su mayoría por multitud de filones, venas y bolsadas de leucogranitos y aplopegmatitas de dos micas y moscovíticas que con frecuencia tienen turmalina y ocasionalmente granate. Este conjunto filoniano tiene un trazado y unas directrices muy variables, pero en general presenta las mismas estructuras deformativas que los granitoides encajantes. Otro tipo de manifestaciones filonianas corresponde a pequeños filones y venas de cuarzo o de cuarzo con turmalina y moscovita y a algunos diques de cuarzo de mayor entidad, asociados a zonas de fractura que con frecuencia tienen direcciones norteadas y buzamientos verticalizados, como los que se encuentran en la cabecera del arroyo de la Fraga de la Osa, a unos 2 Km al NO del pueblo de Castrelo, y en la Sierra de la Gamoneda, a unos 2.5 Km al S del pueblo de Padornelo.

Las mineralizaciones e indicios mineros asociables a estos granitoides corresponden principalmente a filones de cuarzo con micas y casiterita e indicios de Scheelita que encajan en los metasedimentos ordovícicos situados al S y al N del pueblo de Calabor. Estos filones han sido objeto de explotación en el pasado. También hay filones de menor entidad que han sido explotados artesanalmente y cuya paragénesis está constituida por cuarzo, arsenopirita y casiterita.

Otro tipo de explotaciones están representadas por pequeñas canteras abandonadas para áridos y mamostería de uso local, y excavaciones en granitoides alteradas para la obtención de jabre o en algunas zonas de caolín.

5.3.3.- GRANITOIDES SINCINEMÁTICOS EPI-MESOZONALES

5.3.3.1.- Macizo de Bembibre-Villarino

Se trata del extremo meridional de una importante alineación plutónica (Queija-Manzaneda) cuyo afloramiento se localiza en la provincia de Orense y se reparte en la zona del proyecto entre las hojas N° 228 (Viana del Bollo) y N° 266 (La Gudiña) del MTN a escala 1:50.000, pero que se encuentra ampliamente representado en las hojas N° 189 (Puebla de Trives) y N° 265 (Laza). En la zona estudiada afloran unos 58 Km² de esta unidad.

Intruye en los gneises glandulares del grupo “Ollo de Sapo”, en los ortogneises de Covelo, en los esquistos y gneises de Viana y en metasedimentos ordovícicos de grado medio bajo (alternancias de cuarcitas, esquistos y pizarras). El contacto meridional en la hoja de La Gudiña es de carácter intrusivo y su trazado es totalmente discordante con las estructuras regionales hercínicas. Los autores de esta hoja MAGNA delimitan una amplia zona-aureola de metamorfismo de contacto que es cortada discordantemente por la intrusión. En esta zona se han encontrado afloramientos de filitas-esquistos nodulosos en los que se observan porfiroblastos de andalucita, que contienen inclusiones orientadas de la matriz, pero que presentan curvaturas marginales, que evidencian un crecimiento parcialmente sincinemático. También se encuentran blastos de biotita que crecen discordantemente sobre las estructuras regionales, y posiblemente ha habido blastesis de cordierita a expensas de la biotita y la moscovita de la esquistosidad, de la que solo quedan pseudomorfos completamente degradados.

El afloramiento granítico presenta unos contrastes de relieve muy acusados con importantes diferencias de cota debidos al profundo encajamiento del río Vibey y de sus tributarios Conso y Camba, así como de los arroyos tributarios. No obstante, los afloramientos plutónicos están en general bastante degradados, con la superficie recubierta por importantes mantos de alteración en zonas bastante extensas, encontrándose en general las rocas de los afloramientos bastante alteradas.

En el extremo septentrional de la zona estudiada, que se encuentra junto al contacto oriental de la alineación plutónica, los granitos están en contacto con gneises glandulares “Ollo de Sapo”. En este sector es problemático determinar con precisión la naturaleza de los contactos, ya que tanto los granitoides como los gneises están afectados por una intensísima deformación de cizalla dextra, encontrándose planos C con directriz N 147°E / 78°E y lineaciones de estiramiento N 147°E / 8°N. En este sector, las rocas están fuertemente deformadas y transformadas en gneises

leucograníticos de grano medio a medio grueso con la moscovita muy triturada y deformada y con la biotita totalmente degradada.

En las inmediaciones del contacto se encuentra incluida en el macizo plutónico una lámina de ortogneises glandulares milonitizados de algunos cientos de metros de potencia que están cortados por filones de leucogranitos de grano fino foliados. Los granitoides de esta zona tienen texturas gneísicas planolíneas o porfidoclásticas y son muy leucocráticos, moscovíticos o moscovítico-biotíticos con escasa biotita muy degradada. A unos 700 m al O-SO, se aprecia que la intensidad de la deformación disminuye sensiblemente y que los granitos son tipos de dos micas, más ricos en biotita, de grano medio a medio-grueso (1-6 mm), foliados. La foliación tiene una directriz N 130°E / 60°O y no se observan planos de cizalla.

Más al SE, en el corte de la carretera de Viana del Bollo a Villarino de Conso, los granitoides se encuentran en contacto mecánico con gneises bandeados estromáticos del grupo de Viana. Este contacto es de carácter neto y en la zona se observan planos de cizalla N 145°E / 52°SO, planos de esquistosidad N 140°E / 35°SO y lineaciones E-O / 45°O que son asociables a los efectos de la falla normal de Chandoiro y que afectan a granitoides de dos micas inhomogéneos de grano fino-medio y que presentan texturas gneísicas miloníticas. También en esta zona se encuentran variedades de granitos de dos micas muy leucocráticos, con plaquitas de moscovita, fuertemente deformados. Más hacia el O, la litología corresponde a granitos de dos micas de grano medio a medio fino (1-3 mm) en los que se aprecia la superposición de estructuras asociadas a desgarre y a falla normal. En sectores más alejados, la deformación disminuye progresivamente y las rocas corresponden a granitos biotítico-moscovíticos de grano medio (1-4 mm), algo heterogéneos, orientados o foliados y que pueden tener plaquitas finas de biotita y moscovita de mayor tamaño que el resto de los minerales. Estas rocas presentan en general un grado de meteorización considerable.

En el extremo S del afloramiento granítico, en el sector más oriental, se encuentran granitos y leucogranitos de grano medio (1-4 mm), gneisificados e intensamente caolinizados y con tinciones por óxidos de hierro que con frecuencia definen anillos de Liesegang. También hay variedades de granitos de dos micas de grano algo más grueso (1-6 mm) con texturas protoaugen. En el conjunto encajante se encuentran metasedimentos filítico esquistosos con texturas nodulosas y filitas-pizarras mosqueadas y con grandes porfidoblastos alterados.

Al S de Bembibre (Orense), el contacto es discordante y está localmente mecanizado, con el desarrollo de alguna banda de rocas de fractura. Aquí, los granitos son de grano medio, orientados y con proporciones equilibradas de biotita y moscovita. Al N de la referida localidad, los granitos son de grano medio, heterogéneos con foliación N 130°E a N 135°E / 45° a 50°SO, encontrándose también variedades de grano más fino y más leucocráticas y otras de grano fino, sacaroides, muy deformadas y con grumos irregulares de turmalina. Los afloramientos en esta zona son bastante escasos con extensas zonas arenizadas y tienen superficies irregulares; las rocas están en general bastante meteorizadas o localmente caolinizadas.

La mineralogía principal consta de: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita, que puede quedar relegada a proporciones accesorias. Los minerales accesorios son: apatito, circón, sillimanita, opacos y monacita. Como minerales

secundarios se encuentran: clorita, sericita, moscovita, opacos, rutilo, esfena y óxidos de hierro.

Las texturas son hipidiomórficas inequigranulares, de grano medio-fino a medio-groeso, con distintos grados de orientación deformativa y recristalización. En las variedades más deformadas se observan texturas gneísicas blastomiloníticas, a veces oftalmíticas o porfidoclasticas.

El cuarzo aparece como cristales alotriomorfos, muy cuarteados y con extinción ondulante; a veces presenta poligonización fina en mosaico. Puede encontrarse como inclusiones subredondeadas en el feldespató potásico. En algunos dominios presenta un fuerte alentejonamiento o estiramiento, estando los cristales originales, finamente triturados y recristalizados. Ocasionalmente puede incluir acículas de sillimanita.

La plagioclasa forma cristales subidiomorfos o alotriomorfos, con maclado variablemente definido, y que pueden tener zonación continua u oscilatoria difusa; en algunos casos tiene maclas mecánicas. Puede tener los núcleos bastante sericitizados y moscovitizados y presenta frecuentes parches de sustitución de feldespató potásico. También se encuentra como pequeñas inclusiones subidiomorfas en el feldespató potásico. Puede contener inclusiones redondeadas de cuarzo. En los contactos con el feldespató potásico pueden definirse bordes albíticos gruesos. Con frecuencia está afectada por roturas y poligonizaciones de intensidad variable, que pueden ser más intensas en los bordes de los cristales; en algunos casos se observan rellenos de cuarzo en las grietas de estos cristales de plagioclasa. En las rocas más deformadas forma agregados triturados y recristalizados junto con el feldespató potásico, en los que se aprecian importantes sustituciones complejas entre ambos; en estos agregados pueden encontrarse gránulos lobulados de plagioclasa mirmequítica. También en los granitos más deformados puede formar porfidoclastos subidiomorfos, con redondeamiento variable, que están inmersos en una mesostasis triturada, parcialmente recristalizada y foliada. Estos porfidoclastos están variablemente fragmentados o poligonizados.

El feldespató potásico forma cristales alotriomorfos o subidiomorfos, algo pertíticos y con maclas de carlsbad y en enrejado, que en algunos casos pueden constituir megacristales incipientes. Contiene frecuentes inclusiones de plagioclasa, biotita y cuarzo. Está afectado variablemente por roturas y poligonizaciones y puede constituir agregados policristalinos con la plagioclasa, en los que presenta relaciones de sustitución complejas. Estos agregados forman parte de la matriz triturada y recristalizada de los granitoides. También forma parches de sustitución e infiltraciones irregulares a favor de las grietas de los cristales de plagioclasa. Está afectado por moscovitizaciones, que son más intensas en las zonas de rotura. En los granitoides más deformados puede formar porfidoclastos algo subredondeados y variablemente cuarteados y poligonizados.

La biotita forma cristales subidiomorfos o alotriomorfos, de color castaño-rojizo, que contienen inclusiones de circón rodeadas por halos pleocroicos oscuros; también contiene algunas inclusiones de apatito. Puede estar deformada y poligonizada, y con frecuencia forma grupos policristalinos con la moscovita, que en parte la sustituye. Estos grupos policristalinos pueden tener formas planares y están orientados, definiendo la foliación de los granitoides. Las zonas deformadas y trituradas de los cristales de biotita, son las más intensamente moscovitizadas y en ellas se encuentran abundantes

gránulos finos de opacos, formados en los procesos de moscovitización. También puede formar algunos porfidoclastos fusiformes con los bordes finamente triturados y moscovitizados. En las rocas más deformadas puede estar muy triturada, moscovitizada y cloritizada.

La moscovita forma placas individualizadas o grupos policristalinos elongados de los que puede formar parte la biotita, a la que sustituye parcialmente. Puede estar flexionada, poligonizada y triturada, sobre todo en los bordes, y no es raro encontrarla como cristales fusiformes. Con frecuencia crece sobre la plagioclasa y el feldespato potásico, y los cristales de moscovita suelen tener bordes dactilíticos-simplectitoides en contacto con los feldespatos. También forma agregados muy alargados, de cristales de aspecto fibroso, que crecen sobre las zonas de máxima trituración sustituyendo a los feldespatos y a la biotita. Puede contener inclusiones de apatito, opacos y restos de biotita.

La sillimanita se encuentra como acículas moscovitizadas incluidas en el cuarzo y en el feldespato potásico.

El apatito forma cristales subidiomorfos o alotriomorfos, gruesos. Puede estar incluido en la moscovita, el feldespato potásico o la plagioclasa. Con frecuencia está agrietado y en las rocas más deformadas, los cristales pueden estar desmembrados. Puede tener núcleos ahumados y a veces contiene inclusiones de circón.

El circón se encuentra como cristales idiomorfos muy pequeños, que están rodeados por halos pleocroicos negruzcos.

Los minerales opacos de origen primario son muy escasos. Los existentes están asociados a los procesos de moscovitización y cloritización de la biotita.

La monacita es bastante escasa y se han encontrado algunos cristales subidiomorfos, de mayor tamaño que el circón, y también incluidos en la biotita y rodeados de halos pleocroicos oscuros.

Los autores de la hoja MAGNA de Viana del Bollo (228) consideran que la intrusión de este conjunto de granitos de dos micas es anterior o simultánea con la 2ª fase hercínica considerada en el modelo tectónico vigente en la época de realización de dicha hoja, que corresponde a la 3ª fase en los modelos actuales.

En cuanto al tipo de enclaves incluidos en estos granitoides, los de mayor entidad corresponden a algunos enclaves, y grandes láminas-megaenclaves de ortogneises glandulares que se localizan en la zona próxima al contacto oriental del macizo y pequeños y escasos enclaves metamórficos y micáceos, dispersos en el conjunto plutónico.

La actividad filoniana asociada es poco importante y en la mayoría de los casos corresponde a venas y pequeños diques de leucogranitos de grano fino y de aplopegmatitas, así como algunos pequeños filones de cuarzo, que a veces tienen turmalina. También se encuentran grandes diques de cuarzo en relación con fracturas asociadas a la falla de Chandoiro, al O de la población de Viana del Bollo y al O de la aldea de Quintela de Vila, junto a la carretera a Viana del Bollo. Este último se localiza

en la zona de contacto entre los granitos y gneises del grupo de Viana y ha sido objeto de explotación, existiendo en su afloramiento una cantera abandonada. Estos diques de cuarzo no están ligados genéticamente con los granitoides de esta unidad.

No existen yacimientos ni indicios de mineralizaciones asociadas a esta unidad plutónica en el sector estudiado.

BOUZA (Granitoides de La Bouza-Pixeiros).

Se trata de un complejo constituido por metasedimentos migmatizados y granitoides heterogéneos que forman un macizo de forma vagamente triangular que se localiza en el S de la provincia de Orense, en la zona occidental de la hoja N° 266 (La Gudiña) del MTN e 1:50.000. Toma su nombre de las aldeas de La Bouza y de Pixeiros que se encuentran en su zona de afloramiento. Tiene una longitud de unos 5 Km. y una anchura máxima de unos 4.5 Km. Su límite occidental es muy neto y está definido por una falla normal frágil de dirección submeridiana y buzamiento próximo a 50° que pone en contacto a los granitoides y migmatitas de este complejo con metasedimentos pizarrosos y areniscosos de bajo grado de edad ordovícica y silúrico-devónica. Buena parte del límite oriental y de techo, es por el contrario es bastante impreciso debido a las características heterogéneas del complejo y a la naturaleza de los materiales encajantes que corresponden a esquistos y paragneises migmatizados con abundantes inyecciones y apófisis de granitos y leucogranitos. No obstante, el contacto nororiental es de carácter mecánico a favor de una falla con dirección aproximada N 135°E (Falla de Villaseco), parte de cuyo trazado está marcado por la inyección de diques de cuarzo. Al NE de esta falla, y aproximadamente entre las aldeas de Villaseco de la Sierra y Villanueva de la Sierra, se encuentra una escama de granitoides en el labio levantado de la misma, que tiene una anchura máxima de unos 500 m y una longitud de unos 5 Km.

Los autores de la hoja MAGNA de La Gudiña no individualizan a este complejo, que está representado en la cartografía como migmatitas de la “Serie de Viana”, migmatitas precámbricas y granitos heterogéneos, con una configuración que no se corresponde con la observable. La morfología de las zonas con afloramientos graníticos presenta un aspecto bastante masivo y adaptado a las laderas, mientras que las zonas en las que predominan los metasedimentos están más degradadas y en ellas se observan menos afloramientos de roca viva.

En la zona del complejo atravesada por la carretera local entre las aldeas de La Bouza y Solveira, se puede apreciar claramente la naturaleza heterogénea de esta unidad, observándose que los afloramientos más comunes corresponden a un sistema complejo de inyecciones, apófisis y masas graníticas de diferente entidad en un conjunto de esquistos, metasamitas y paragneises variablemente migmatizados que pueden constituir tramos de potencias decamétricas o incluso hectométricas o bien encontrarse como una serie de mesoenclaves desmembrados en el seno de los granitoides.

Las directrices dominantes de la esquistosidad y la foliación principal de los materiales metamórficos fluctúan entre N 70°E y N 110°E. En el conjunto de metasedimentos que se encuentran en la zona al sur del arroyo de Salvador (a unos 400 m al S de Pixeiros) son relativamente frecuentes los materiales metasamíticos, mientras que al N de esta zona predominan los esquistos y paragneises biotíticos migmatizados con sillimanita y alta cristalinidad, y gneises bandeados con un marcado bandeo tectónico definido por

alternancias de capas milimétricas cuarzo-feldespáticas y micáceas. Tanto el bandeo tectónico como la esquistosidad de los materiales metamórficos está replegado por la deformación asociada a la 3ª fase hercínica, y los granitoides cortan en detalle tanto a la esquistosidad como a los pliegues que la afectan. Localmente se encuentran sistemas de inyección capa a capa pero el sistema de intrusión de los granitoides puede ser tanto paraconcordante como netamente discordante.

Con respecto a la naturaleza de los materiales plutónicos, predominan los granitos y leucogranitos de dos micas, de grano medio-fino, con frecuentes heterogeneidades que pueden estar definidas por diferencias texturales irregulares o bandeadas, por schlieren micáceos, por restos de enclaves metamórficos disgregados o por masas o lentejones pegmatíticos de formas y dimensiones muy variables, aunque en general de poca importancia. En la zona nororiental del macizo, en el sector atravesado por la carretera entre Villardemilo y Villaseco de la Sierra se observa que los granitoides contienen megaenclaves y restos migmatizados y desestructurados de gneises de Viana y de diversos tipos de granitos y leucogranitos foliados. Estos granitoides están afectados por cataclasis asociada a la falla de Villaseco y fuertemente alterados (caolinizados).

La mineralogía principal de estos granitoides consta de: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita y biotita, que puede quedar relegada a proporciones accesorias. Como minerales accesorios se encuentran: apatito, opacos y circón. Los minerales secundarios son: clorita, sericita, moscovita, opacos y rutilo.

Las texturas originales son hipidiomórficas de grano medio a fino, o heterogranulares, pero la mayoría de las muestras estudiadas están afectadas por cataclasis y deformaciones dúctiles-frágiles, asociadas al funcionamiento de las fallas de La Bouza-Chandoiro y a fracturas menores asociadas. En relación con estos procesos de fractura, se produce una importantísima alteración de las rocas afectadas.

El cuarzo forma cristales alotriomorfos, con granulado y cuarteado irregular, con límites suturados entre los subgránulos y extinción ondulante direccional. También se encuentra en forma de fragmentos angulosos o agregados policristalinos fusiformes muy cuarteados y suturados, inmersos en una matriz brechificada heterogénea. En rocas cataclásticas miloníticas puede presentar fuerte trituración y acintamiento y encontrarse como fragmentos angulosos o alentejonados.

El feldespato potásico forma cristales subidiomorfos o alotriomorfos, con frecuentes inclusiones poiquilíticas de plagioclasa, que presentan maclación de carlsbad, mecánica y en enrejado. están afectados por cuarteamientos y poligonizaciones y microfracturación, pudiendo estar separados los fragmentos por grietas con sericitización y granulación fina. Tiene pertitas muy finas o de sustitución, en parches. También se encuentra como rellenos intersticiales en las fracturas de la plagioclasa y entre la masa brechoide de la matriz. En los granitoides cataclastizados-milonitizados, puede formar clastos angulosos, lentejones poligonizados o bandas irregulares de cristales fragmentados o poligonizados, de grano fino. Tiene extinción ondulante o irregular.

Los cristales de plagioclasa eran originalmente subidiomorfos o alotriomorfos, con maclado polisintético. Presentan poligonización y cuarteado irregular, flexiones y quebrados de maclas, maclas mecánicas, segmentaciones y fracturas, y las grietas

pueden estar rellenas por moscovita o por feldespato potásico. Presenta fuerte sericitización y moscovitización. En las rocas más deformadas se encuentra principalmente formando parte de la matriz fina triturada y muy sericitizada, aunque también puede formar porfidoclastos irregulares.

La biotita está totalmente cloritizada y contiene inclusiones secundarias de opaco y rutilo, presentando un aspecto sucio; también está afectada por moscovitaciones. Contiene inclusiones de apatito y de circón, que pueden estar muy alteradas. Está muy triturada y acomodada al sistema de fracturación, constituyendo con frecuencia rellenos policristalinos cloríticos. En los granitoides más rotos y deformados, está totalmente triturada y cloritizada, formando parte de la matriz.

La moscovita forma placas irregulares, muy deformadas y replegadas, que se acomodan a las grietas o forman lentejones irregulares. Los cristales pueden ser relativamente grandes y pueden estar fragmentados o afectados por poligonización irregular. También se asocia a moscovitaciones de feldespatos, plagioclasas y biotitas. En los granitoides más deformados solo se encuentran escasas láminas con trituración marginal. La mayor parte está finamente triturada, formando parte de la matriz.

El apatito aparece como cristales idiomorfos o subidiomorfos, gruesos y muy turbios y alterados. Pueden estar fragmentados o redondeados por abrasión.

El circón se encuentra como inclusiones idiomorfas en la biotita y puede estar muy alterado. También puede estar incluido en el apatito.

Los minerales opacos tienen hábitos irregulares y se encuentran como cristales pequeños dispersos o asociados a las biotitas cloritizadas. Puede encontrarse alguna inclusión idiomorfa en plagioclasa.

La matriz de los granitoides más deformados está constituida por una masa policristalina de grano muy fino constituida por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y clorita triturados y muy alterados, que forman un entramado reticulado-anastomosado que abraza a pequeños fragmentos irregulares de cuarzo y feldespatos.

Los granitoides pueden estar afectados localmente por bandas de deformación dúctil o dúctil-frágil, encontrándose en la zona meridional del complejo, granitoides de grano medio (1-5 mm) gneisificados, con planos de cizalla con direcciones que fluctúan entre N-150°/160°-E y buzamientos del orden de 45° a 60° SO y planos de esquistosidad con direcciones similares y buzamientos de 20° a 30° al SO, asociados a una falla normal que eleva el bloque en que aflora este complejo.

En la zona más elevada del complejo, entre el vértice topográfico Los Chairros y la zona de Penedo dos Bois, los granitos y leucogranitos heterogéneos tienen abundantes heterogeneidades pegmatoides y megaenclaves-septos de metasedimentos migmatizados. Estos granitoides están mezclados con metasedimentos migmatizados. Los granitos pueden presentar deformaciones con dirección N-160°-E y buzamiento de 60° a 70° O asociadas a la falla normal que define el límite O del complejo.

Los metasedimentos de esta zona de techo son esquistos y paragneises miloníticos migmatizados con abundantes venas y lentejones de cuarzo concordantes con la

esquistosidad y fuertemente replegadas. En ellos se observan abundantes fenoblastos de moscovita y moscovitizaciones bastante importantes que se asocian a recristalizaciones producidas por los granitos. Entre estos metasedimentos se encuentran apófisis e inyecciones más o menos importantes de leucogranitos y granitoides inhomogéneos de dos micas.

Los enclaves son muy abundantes y están distribuidos de forma heterogénea y la mayoría corresponden a xenolitos de metasedimentos de dimensiones muy dispares y que pueden constituir en algunos casos afloramientos de cierta entidad. También se encuentran abundantes enclaves y restitas micáceas y en menor proporción enclaves de cuarzo masivo que proceden de venas desmembradas.

La mineralogía de estos materiales se compone fundamentalmente de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico en proporciones muy variables (pudiendo faltar, dependiendo de los tipos litológicos), biotita y moscovita. Los procesos de moscovitización son muy intensos y son los responsables de la desestabilización de la sillimanita que formaba parte de estos esquistos y paragneises, que solo se encuentra como relictos moscovitizados incluidos en cuarzo y plagioclasa.

La mayor parte de la actividad filoniana relacionada con estos granitoides está representada por filones, venas y bolsadas de pegmatitas cuarzofeldespáticas con dos micas, aunque en general son predominantemente moscovíticas y pueden contener algo de turmalina.

Entre las estructuras que afectan a estos granitos también se observan deformaciones frágiles asociadas a zonas de falla en las que se encuentran brechificaciones más o menos intensas de las rocas, venulaciones anastomosadas de pseudotaquilas verdosas y de cuarzo y algunas episienitizaciones. En las inmediaciones de la aldea de La Bouza se encuentra un potente dique de cuarzo brechificado con directriz aproximada E-O, emplazado en los leucogranitos, que posiblemente está relacionado con el gran dique de cuarzo de Villanueva.

5.3.3.2.- Macizo de Santa Colomba

Está representado por unos afloramientos leucograníticos que se encuentran en la provincia de Zamora, en la zona central de la hoja N° 267 (Puebla de Sanabria) del MTN e 1:50.000, y toma su nombre de la aldea de Santa Colomba de Sanabria. Están emplazados en materiales epiclásticos y porfiroides de grano fino pertenecientes al grupo “Ollo de Sapo”, afectados por el metamorfismo regional en grado medio-bajo y con la esquistosidad principal replegada por la deformación asociada a la 3ª fase deformativa hercínica. Los afloramientos se encuentran en una planicie y están bastante degradados y recubiertos por materiales edáficos y sedimentos fluvio-glaciares, por lo que las posibilidades de observación son bastante limitadas y no se han podido estudiar las relaciones de contacto con los materiales encajantes.

Los tipos litológicos mas comunes corresponden a leucogranitos moscovíticos de grano medio (1-5 mm) a medio-fino, equigranulares y con orientación deformativa débil. Es relativamente frecuente la presencia de turmalina en proporciones accesorias que en algunos casos pueden formar pequeños grumos policristalinos o nódulos irregulares incipientes con tamaños de hasta 1 cm. También en algún caso se ha observado la

presencia de minerales fuertemente alterados y de color negruzco, que posiblemente corresponden a granates alterados.

Los minerales principales son: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita, encontrándose como accesorios biotita y apatito. Los minerales secundarios son sericita, clorita y óxidos de hierro.

Las texturas son débilmente hipidiomórficas o alotriomórficas, de grano medio, algo heterogranulares, deformadas.

El cuarzo aparece como cristales alotriomorfos, bastante cuarteados y con límites irregulares entre los subgránulos. También se encuentra en algunos casos formando parte de intercrecimientos simplectíticos con la plagioclasa y el feldespato potásico.

El feldespato potásico tiene hábitos alotriomorfos y sus cristales no presentan maclas o tienen maclación irregular en enrejado. No es perítico, y puede formar gruesos parches de sustitución sobre la plagioclasa. Puede presentar rotura y recristalización.

La plagioclasa es de composición albítica y forma cristales subidiomorfos sin zonar y con maclado polisintético y mecánico. Puede estar afectada por gruesos parches de microclinización y por cuarteamientos más o menos importantes. También se encuentra formando parte de intercrecimientos complejos con la microclina, observándose procesos de sustitución complejos entre ambos minerales.

La moscovita forma placas subidiomorfas o alotriomorfas de tamaños muy variables y agregados policristalinos alargados y flexionados que incluyen restos degradados de biotita y que definen la foliación de los granitoides; puede contener inclusiones gruesas de apatito. Los cristales pueden tener bordes blásticos irregulares en los contactos con la plagioclasa a la que corroe.

La biotita es muy escasa y en general se encuentra como relictos irregulares y muy cloritizados, incluidos en la moscovita.

El apatito es relativamente abundante y aparece como cristales relativamente gruesos, subidiomorfos o alotriomorfos, agrietados y parcialmente corroídos. Puede estar incluido en la moscovita o encontrarse disperso.

Las estructuras observadas en este macizo, son de carácter deformativo y se manifiestan en orientaciones de las micas y en un ligeros estiramientos del cuarzo. Esta orientación tiene una directriz N-100°-E y buzamientos superiores a 70°.

Las malas condiciones de observación no permiten hacer una estimación razonable sobre la presencia de enclaves o sobre las posibles manifestaciones filonianas asociadas, aunque no se ha encontrado ningún enclave en los afloramientos estudiados.

5.3.3.3.- Macizo de La Gudiña

Este macizo granítico está situado entre el SE de la provincia de Orense y Portugal y su afloramiento en España se distribuye entre las hojas N° 266 (La Gudiña) y N° 304 (Hermisende) del MTN a escala 1:50.000 y toma su nombre de la población de La Gudiña que se localiza junto al extremo noroccidental del mismo. La forma de su

afloramiento es bastante irregular, debido a la considerable cantidad de megaenclaves que incluye, a lo intrincado de los contactos con las unidades encajantes y al efecto de algunas importantes fallas tardihercínicas y alpinas que distorsionan los contornos del cuerpo plutónico. Sus dimensiones se extienden en el territorio español unos 12 Km en dirección E-W y aproximadamente 10 Km en dirección N-S. Intruye en filitas, esquistos y metasamitas de grado medio de edad silúrico-devónica, en alternancias de pizarras y cuarcitas ordovícicas de grado medio-bajo y en monzogranitos y granitos porfídicos del macizo de Manzalvos-Cádavos y está afectado localmente por las intrusiones de los macizos graníticos de La Canda y Castelo.

En cuanto a las relaciones con los materiales encajantes, la mayor parte del trazado del contacto occidental en la hoja N° 266 (La Gudiña) es de carácter mecánico, a favor de una falla tardihercínica o alpina con dirección aproximada N 30°E. Este contacto, en el borde meridional de dicha hoja y en el norte de la hoja N° 304 (Hermisende), toma una directriz N 150°E y se hace de carácter intrusivo, observándose en esta zona una estrecha aureola de metamorfismo de contacto sobre los metasedimentos pelítico-arenosos encajantes. Los contactos de la parte septentrional con los metasedimentos ordovícicos pelítico-arenosos son esencialmente intrusivos y estos materiales también están afectados por metamorfismo de contacto. En relación con la intrusión de este macizo se observan en los metasedimentos encajantes blastesis de moscovita y biotita discordantes con las estructuras regionales, así como algunas turmalinizaciones y recristalizaciones del cuarzo y los feldespatos. También se ha observado en el contacto suroccidental la neoformación de fenoblastos de quistolita y posiblemente de cordierita, totalmente sericitizados.

Algunos de los minerales neoformados presentan unas relaciones cinemáticas que indican que su blastesis se ha producido en estadios tardicinemáticos. Las relaciones con los monzogranitos biotítico-moscovíticos porfídicos de Manzalvos-Castromil son bastante complejas y la intrusión sobre ellos de los granitos de dos micas de La Gudiña se asocia a un sistema intrincado y complejo de mezcla y enclavamiento que pone de manifiesto que los granitoides porfídicos se encontraban en estado plástico y no consolidado cuando se produjo el emplazamiento del macizo de La Gudiña. La complejidad cartográfica que se observa en el área comprendida entre las poblaciones de Pereiro, Esculqueira, Chaguazoso y La Mezquita ofrece una clara idea de las relaciones entre los granitoides de ambos macizos y de los metasedimentos encajantes que quedan incluidos entre ellos.

Los granitos de La Canda y Castelo son intrusivos sobre el macizo de La Gudiña pero los contactos comunes tienen una longitud muy limitada y las condiciones de los afloramientos no permiten realizar una observación directa de los mismos.

Las características morfológicas de los afloramientos son relativamente variables, pero en general el grado de exposición es bastante bueno, desarrollándose en ellos amplias extensiones de lanchares y berrocales y encontrándose importantes contrastes de relieve. Las elevaciones más importantes se localizan en el extremo septentrional del macizo, en la Sierra del Cañizo y esta afectado por profundas incisiones en los valles del Arroyo de la Rivera y del Río Pereiro.

El Macizo de La Gudiña está constituido fundamentalmente por granitos de dos micas equigranulares o heterogranulares de grano fino a medio-grueso, encontrándose en

proporciones subordinadas en las zonas de interferencia con el macizo de Manzalvos-Cádvos variedades con megacristales o con tendencia porfídica. La características y distribución de las facies existentes no se corresponde con la tipología y diferenciación cartográfica realizada por los autores de las hojas MAGNA N° 266 (La Gudiña) y N° 304 (Hermisende) que en diversas zonas se superpone a distintas unidades de intrusión. La facies más común corresponde a granitos de dos micas equigranulares, de grano medio a medio grueso (1-6 mm), con proporciones equilibradas de biotita y moscovita. Estos granitos están bien representados en cualquiera de las zonas del afloramiento y puede presentar un grado de orientación variable que fluctúa entre tipos prácticamente isotropos a otros con orientación de micas e incluso con una deformación mineral bien perceptible. Localmente se pueden encontrar variedades en las que se aprecia una tendencia generalizada del feldespato potásico a formar cristales subautomorfos de pequeño tamaño que confiere a estos granitos una textura groseramente "traquitoide".

La facies de variación más frecuente corresponde a granitos y leucogranitos de dos micas de grano fino-medio, heterogranulares, cuyos componentes tienen tamaños que varían entre 0.5 mm y 3 mm y que con frecuencia tienen texturas sacaroides. El contenido en micas de estos granitos es en general más reducido y con relativa frecuencia se encuentran variedades en las que estos minerales tienden a formar algunas placas de mayor tamaño que el resto de los componentes. También es frecuente que estos granitos sean relativamente heterogéneos, presentando variaciones de tamaño de grano, de contenido en micas y de proporción moscovita-biotita incluso a nivel de un mismo afloramiento y que en algunos casos pueden definir bandeados difusos o schlieren. Así mismo es bastante común la presencia de pequeños lentejones, bolsadas y venas pegmatíticas. No constituyen áreas de afloramiento extensas y aparecen como masas dispersas en distintos sectores del macizo, aunque son más frecuentes en zonas próximas a los contactos con las formaciones encajantes y con los megaenclaves metamórficos incluidos en él. Las relaciones con los granitos de la facies común, son graduales en la mayoría de los casos aunque también pueden constituir en algunos casos diques o apófisis de distintas dimensiones y con bordes sinuosos.

Otro tipo de facies está representada por granitos de dos micas de grano medio-grueso (2-6 mm) con megacristales de feldespato potásico de 1 a 3 cm dispersos, llegando en algunos casos a definir tendencias porfídicas. Este tipo de granitoides está en general circunscrito a las zonas de contacto con el extremo NO del Macizo de Manzalvos-Castromil o a las zonas donde los granitos de La Gudiña le intruyen y desmembran. En estas zonas es frecuente encontrar masas y megaenclaves de monzogranitos y granitos de dos micas porfídicos con distinto grado de hibridación y disgregación. Afloramientos muy representativos de estos granitoides híbridos pueden observarse en zonas próximas al pueblo de Pereiro, en un radio de 1,5 Km al O y al S.

La mineralogía principal consta de: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita. Los minerales accesorios son: apatito, circón, sillimanita, opacos, monacita, apareciendo ocasionalmente granate y casiterita. Como minerales secundarios se encuentran: sericita, moscovita, clorita, opacos y feldespato potásico.

Las texturas son hipidiomórficas equigranulares o inequigranulares, de grano medio-fino a medio-grueso. En algunos casos se observan tendencias porfídicas, definidas por la tendencia del feldespato potásico a formar megacristales. Estos granitos pueden presentar orientación deformativa y recristalizaciones de intensidad variable. En menor

proporción se encuentran leucogranitos con texturas alotriomórficas-sacaroides, de grano fino a medio fino.

El cuarzo forma cristales alotriomorfos, con cuarteamiento o poligonización irregular y extinción ondulante, que puede ser de carácter direccional. Puede ser bastante heterométrico, y ocasionalmente puede estar implicado en crecimientos proto-gráficos, que son más frecuentes en las variedades leucograníticas. También se encuentra como pequeños cristales subredondeados, incluidos en los feldespatos. A veces puede formar cristales subredondeados, algo más gruesos que el resto de los minerales.

El feldespato potásico aparece como cristales subautomorfos, con maclas de carlsbad y algo pertíticos, como cristales alotriomorfos intersticiales o como parches e infiltraciones en las plagioclasas; también presenta maclación irregular en enrejado. Puede contener inclusiones de plagioclasa, cuarzo y biotita, que en algunos casos pueden tener disposición zonal; en ocasiones incluye prismas finos y acículas de sillimanita moscovitizada. Los cristales de mayor tamaño tienen con frecuencia hábitos poiquilíticos. En las rocas más leucocráticas puede formar intercrecimientos protográficos o simplectitoides con la plagioclasa y el cuarzo. Puede estar afectado por poligonizaciones irregulares de intensidad variable y en ocasiones forma parte de agregados recristalizados de grano fino, en los que presenta relaciones complejas de sustitución con la plagioclasa. Es frecuente la presencia de gránulos alotriomorfos de albita en los contactos entre distintos cristales de feldespato potásico. En algunos granitoides puede aparecer como megacristales groseramente subautomorfos, con los bordes engranados con el resto de los minerales.

La plagioclasa forma cristales subidiomorfos o alotriomorfos maclados, que en algunos casos tienen zonación oscilatoria débil o continua y sericitización preferencial en los núcleos. Pueden tener extinción ondulante, flexiones o quebrados de maclas y maclación mecánica. También se encuentran como inclusiones subidiomorfas en el feldespato potásico. Pueden estar variablemente poligonizados, a veces en mosaicos de gránulos en los que se observan sustituciones complejas con el feldespato potásico. Con frecuencia está afectada por moscovitizaciones, que pueden producirse según pautas irregulares, geométricas o dactilíticas, y por sustituciones por feldespato potásico, que pueden formar parches o infiltraciones a favor de grietas o sistemas de exfoliación de los cristales. Los cristales mayores tienen con frecuencia bordes albíticos o mirmequíticos en los contactos con el feldespato potásico, y también se encuentran gránulos de plagioclasa mirmequítica independientes. En las rocas más leucocráticas, de grano medio-fino, constituye con relativa frecuencia intercrecimientos heterogranulares con el feldespato potásico, en los que presentan relaciones complejas de sustitución. Puede contener inclusiones de sillimanita acicular y prismática, moscovitizada.

La biotita aparece como fenocristales subidiomorfos o alotriomorfos, con bordes irregulares y de color castaño rojizo. Contiene inclusiones puntiformes de circón, con halos pleocroicos negruzcos y algunos prismas de apatito, y está afectada por moscovitizaciones marginales o interfoliares. Los cristales son en general pequeños y menos abundantes que los de moscovita. Puede estar incluida en el feldespato potásico y en la plagioclasa. Con relativa frecuencia forma grupos policristalinos en los que suele estar implicada la moscovita, que en parte la sustituye; estos grupos pueden tener formas planares, concordantes con la foliación de los granitoides. Esta es afectada variablemente por flexiones y poligonizaciones. Puede estar algo cloritizada.

La moscovita forma cristales subidiomorfos o alotriomorfos que pueden estar individualizados, pero que con frecuencia se asocian a intercrecimientos con biotita o a sustituciones sobre biotita, plagioclasa y feldespato potásico; también puede sustituir a la sillimanita. En los procesos de moscovitización de la biotita se producen pequeños cristallitos de opacos. Los cristales independientes de mayor tamaño suelen tener hábitos subautomorfos o poiquilíticos. Puede estar deformada, triturada o poligonizada, y con frecuencia se encuentra moscovita con hábitos fibrosos o dactilíticos, formando crecimientos y sustituciones en las bandas de deformación más intensa. Los cristales de moscovita, suelen presentar bordes muy irregulares de aspecto simplectitoide en los contactos con la plagioclasa y con el feldespato potásico, y en menor algunos casos con la biotita. Puede contener inclusiones de apatito y de circón, así como de restos de biotita sin transformar.

La sillimanita se encuentra como cristales aciculares o prismáticos finos, incluidos en feldespato potásico o plagioclasa y totalmente moscovitizados. Es escasa.

El apatito forma cristales gruesos subidiomorfos o subredondeados que pueden estar incluidos en la biotita, en la moscovita, en la plagioclasa, o dispersos; con frecuencia están agrietados y algo corroídos. Puede contener inclusiones de circón.

El circón se encuentra principalmente como pequeñas inclusiones idiomorfas en la biotita. También se encuentra alguna inclusión en apatito.

El granate se ha encontrado ocasionalmente como cristales alotriomorfos-intersticiales, asociados a apatito.

La monacita se encuentra como pequeños cristales, algo subredondeados, incluidos en plagioclasa o biotita. Es bastante escasa.

Los minerales opacos son poco abundantes, y en general están asociados a la moscovitización de la biotita.

La casiterita se ha encontrado como algunos gránulos alotriomorfos, dispersos en los granitoides fracturados y episienitizados del borde occidental del macizo.

En cuanto a las estructuras que se encuentran en este macizo granítico, pueden observarse localmente bandas con mayor abundancia de micas y de heterogeneidades texturales (schlieren) que en general son difusas y tienen una continuidad muy limitada y que son debidas a flujo magmático. Este tipo de estructuras son en general poco contrastadas y suelen ser más frecuentes en las zonas próximas a los contactos o ricas en megaenclaves. También se hacen más patentes las estructuras de flujo magmático en las zonas de disgregación de los granitoides porfídicos de Manzalvos-Castromil.

La orientación de estos granitos puede ser imperceptible o relativamente intensa. En la mayoría de los casos se manifiesta por la disposición de las micas aunque en algunos casos puede apreciarse una ligera deformación del cuarzo. La directriz general oscila entre N 125°E y N 150°E y los buzamientos más frecuentes suelen ser superiores a 60° y con componente SO aunque no es raro encontrar buzamientos inferiores o con componente NE.

En relación con las fracturas que condicionan el borde occidental del macizo se puede encontrar localmente estructuración dúctil-frágil con direcciones N-S a N 20°E con buzamientos del orden de 50° al O, y en las inmediaciones del pueblo de Pentes se han observado foliaciones N 170°E con buzamientos de 30°-40°O asociados a un sistema de falla normal.

Al N del pueblo de Pereiro y en relación con una fractura tardihercínica o alpina se encuentran bandas de pseudotaquilitas de coloración negruzca y con dirección N 10°E y buzamiento 80°E, asociadas a una franja con intensa cataclasis, episienitización y alteración caolínica que afecta a granitos de dos micas de grano medio.

En algunas de las zonas del borde occidental del macizo y en relación con los procesos de fracturación se encuentran variedades de granitoides de grano medio variablemente cataclastizados y episienitizados. En ellos se pueden observar fracturas y venulaciones anastomosadas y rellenas por pseudotaquilitas o cuarzo, cloritización de la biotita y pérdidas de cuarzo y con frecuencia el feldespato potásico adquiere coloración rosada. En las zonas más intensamente afectadas por estos procesos los granitoides llegan a estar transformados en masas cuarzofeldespáticas muy rotas en las que es imposible determinar sus características originales; este tipo de rocas puede observarse en la zona de fractura situada al E y al NE de Pentes. En ellas se observa una total cloritización y destrucción de la biotita, asociada a importantes procesos de albitización del feldespato potásico y de la plagioclasa y de oxidación.

En otras zonas se encuentran granitoides afectados por procesos deformativos más frágiles con generación de cataclasitas, harinas de fallas y alteraciones caolínicas.

Los enclaves más importantes corresponden a xenolitos de los metasedimentos encajantes y a masas de granitoides del Macizo de Manzalvos-Castromil que pueden llegar a constituir grandes afloramientos en el interior del Macizo de La Gudiña. Se pueden observar muy buenas exposiciones de xenolitos de metasedimentos pelítico-arenosos ordovícicos en los taludes de las carreteras y de la autovía en las inmediaciones de la población de Villavieja, donde se aprecia que la intrusión de los granitos es netamente discordante y que estos cortan a todas las estructuras principales de los metasedimentos. Las relaciones que se observan en los contactos con las filitas, micaesquistos y metasamitas de los megaenclaves en el entorno de las poblaciones de La Mezquita y Tameirón son más complejas y difusas y en estas zonas se aprecia en apariencia un mayor grado de disgregación de los metasedimentos y unos contactos más difusos.

Un tipo de inclusión relativamente frecuente pero no abundante y de dimensiones muy reducidas está representado por pequeños enclaves y microenclaves micáceos de color negro y constituidos por agregados foliados escamosos ricos en biotita que forman placas o masas lenticulares centimétricas o milimétricas. También se encuentran en ocasiones pequeños enclaves de dimensiones centimétricas y de formas subredondeadas o elipsoidales de cuarzo masivo. Se ha encontrado algún pequeño enclave elíptico de leucogranito en los granitos próximos a los bordes del macizo al O de la aldea de Escunqueira.

Las manifestaciones filonianas más comunes son bolsadas, lentejones y venas pegmatíticas y aplopegmatíticas, cuarzofeldespáticas con moscovita y ocasionalmente turmalina. También se encuentran filones y pequeños diques de leucogranitos y granitos de grano fino y aplitas que cortan a los granitos de las facies principales y venas y pequeños filones de cuarzo masivo asociadas a procesos tardi- y post-magmáticos y otras venas y filones de cuarzo asociados a zonas de episienitización.

En cuanto a las mineralizaciones asociadas, se encuentran algunos pequeños filones de cuarzo con moscovita, turmalina, casiterita y wolframita que cortan a los metasedimentos encajantes o que se asocian a granitos aplíticos en las inmediaciones de las aldeas de Pentes y Barja, al O del macizo. Se ha observado la presencia de casiterita en algunos de los granitoides episienitizados del borde occidental del macizo.

No existen en la actualidad canteras activas para la explotación de los granitoides de este macizo y solo existen pequeñas labores abandonadas de cantería artesanal para la obtención de materiales para mampostería y unas canteras abandonadas para la explotación de áridos de machaqueo junto al contacto occidental en la zona septentrional del macizo, al NO del pueblo de El Cañizo, donde los granitoides están afectados por un grado de rotura importante en relación con la falla que determina el límite O del mismo. También se encuentran pequeñas canteras para la extracción de arenazo en zonas en las que los granitos están fuertemente meteorizados y transformados en lehm granítico.

5.3.3.4.- Macizo de La Canda

Este macizo granítico está situado entre las provincias de Orense y Zamora, en la zona centro meridional de la hoja N° 266 (La Gudiña). Su afloramiento tiene forma elíptica, con una longitud aproximada de unos 3 Km. y una anchura máxima de 2 Km, con su eje mayor en dirección N 120°E y se localiza en las inmediaciones del puerto de la aldea de La Canda de los que toma su nombre. Intruye en metasedimentos pelítico arenosos ordovícicos de grado medio-bajo (Serie de Los Montes), en esquistos y paragneises de alto grado del grupo "Viana" y en la zona occidental y meridional entra en contacto con los granitos de dos micas de La Gudiña, siendo difícil de determinar las relaciones precisas entre ambos macizos debido a los recubrimientos y a la degradación existente en la zona de fractura del puerto de La Canda. En los metasedimentos pizarrosos junto al contacto suroriental se observa la presencia de pequeños fenoblastos de color negruzco que posiblemente corresponden a andalucitas originadas por metamorfismo de contacto.

Está constituido principalmente por granitos de dos micas equigranulares de grano medio, encontrándose en proporciones subordinadas leucogranitos de grano fino que suelen restringirse a afloramientos de pequeña entidad en las zonas marginales.

Los granitos de la facies común son bastante homogéneos y tienen en general un tamaño de grano comprendido entre 2 y 5 mm y colores grises claros, con proporciones equilibradas de moscovita y biotita. En ellos se observan ocasionalmente orientaciones deformativas débiles con directrices en torno a N 120°E y con buzamientos superiores a 70°.

La composición mineralógica principal consta de: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita. como minerales accesorios se encuentran: apatito, circón y sillimanita. Los minerales secundarios son clorita, sericita y opacos.

Las texturas son hipidiomórficas de grano medio con orientación deformativa y poligonización variable. Ocasionalmente se definen texturas inequigranulares debido a un mayor desarrollo e idiomorfismo de los cristales de feldespato potásico. en facies afectadas por bandas de cizalla se observan foliaciones blastomiloníticas.

El cuarzo forma cristales xenomorfos, cuarteados y con extinción ondulante. En las rocas más deformadas puede presentar un apreciable estiramiento acompañado de poligonización irregular. Puede aparecer también como individuos goticulares gruesos, incluidos en el feldespato potásico.

La plagioclasa tiene hábitos subautomorfos o alotriomorfos, que en las rocas deformadas pueden presentar poligonizaciones, maclación mecánica y flexiones de maclas. Es de composición bastante ácida y puede estar afectada por sericitización preferencial en los núcleos y por moscovitizaciones según pautas geométricas. Puede presentar microclinizaciones en parches o a favor de grietas y fisuras. Algunos cristales de plagioclasa contienen abundantes inclusiones de acículas y prismas finos de sillimanita moscovitizada. Puede presentar bordes mirmequíticos en algunos contactos con el feldespato potásico. En las zonas más poligonizadas se observan intercrecimientos y sustituciones complejas entre la plagioclasa y el feldespato potásico.

El feldespato potásico forma cristales subidiomorfos o alotriomorfos, que pueden tener hábitos intersticiales o poiquilíticos. Pueden presentar maclación en enrejado o de carlsbad y tienen pertitas en parches irregulares. En algunas rocas tiene tendencia a formar cristales de mayor tamaño e idiomorfismo que suelen contener frecuentes inclusiones poiquilíticas. Es bastante común la presencia de alineaciones de gránulos de albita, en los contactos entre cristales de feldespato potásico. En las rocas más deformadas está afectado por poligonizaciones que pueden ser bastante importantes. Estos feldespatos recristalizados presentan intercrecimientos y sustituciones complejas con los gránulos de plagioclasa y también están más afectados por moscovitizaciones.

La biotita es menos abundante que la moscovita y forma cristales subidiomorfos o alotriomorfos, de color castaño rojizo. Estos cristales pueden formar grupos policristalinos con la moscovita que la sustituye parcialmente. Contiene frecuentes inclusiones de circón, rodeadas por halos pleocroicos negruzcos. En las rocas más deformadas puede estar bastante triturada y flexionada y con distinto grado de poligonización. En estos casos, los procesos de cloritización suelen ser relativamente importantes y se encuentran minerales opacos asociados a estas transformaciones.

La moscovita forma cristales subidiomorfos o alotriomorfos, de mayor tamaño que la biotita, y que pueden formar junto con ella agregados policristalinos. No es raro que crezca sobre la biotita, pudiendo incluir restos de la misma. También puede encontrarse como crecimientos sobre la plagioclasa y sobre los feldespatos potásicos triturados o recristalizados, siendo frecuente el desarrollo de bordes irregulares blásticos en los contactos con el feldespato potásico y la plagioclasa. Puede contener inclusiones relativamente gruesas de apatito. En las rocas más deformadas puede presentar una

fuerte trituración y no son raros los cristales flexionados o con hábitos fusiformes, constituyendo junto con la biotita agregados estirados que definen una protofoliación.

El apatito aparece como cristales gruesos alotriomorfos o subidiomorfos que pueden estar dispersos o incluidos en moscovita o en agregados micáceos.

El circón forma cristales idiomorfos y muy pequeños que constituyen inclusiones bastante frecuentes en la biotita, que están rodeadas por halos pleocroicos negruzcos.

La sillimanita se encuentra como acículas y prismas finos moscovitizados que aparecen con relativa frecuencia incluidos en las plagioclasas. También puede encontrarse en algunos casos como inclusiones en el feldespato potásico.

Los procesos secundarios de moscovitización y cloritización, son más importantes en los granitoides más deformados.

Dentro de las variedades marginales, se encuentran leucogranitos moscovítico-biotíticos muy félsicos, con las micas formando láminas muy finas y un tamaño de grano comprendido entre 0.5 y 3 mm. También se encuentran leucogranitos moscovíticos de grano fino, heterogéneos, con bolsadas y venas pegmatíticas.

La mineralogía principal de estos leucogranitos consta de: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa ácida, moscovita y biotita. Los minerales accesorios son: apatito, circón y posiblemente sillimanita. Como minerales accesorios se encuentran clorita y sericita.

Las texturas pueden ser sacaroides o inequigranulares de grano fino con tendencia porfídica y con deformación y recristalización variable.

El cuarzo puede formar en algunas muestras fenocristales subredondeados y engranados con los componentes de la matriz. Estos fenocristales están afectados por cuarteamientos y tienen extinción ondulante. También se encuentra como cristales alotriomorfos menores que forman parte de la matriz o como inclusiones subredondeadas en el feldespato potásico y en la plagioclasa.

El feldespato potásico puede aparecer como fenocristales algo subautomorfos o como cristales alotriomorfos menores integrados en la matriz; tiene maclas de carlsbad y en enrejado, mal definidas. Puede estar algo poligonizado y en los individuos fenocristalinos son frecuentes las inclusiones poiquilíticas de cuarzo y plagioclasa.

La plagioclasa también puede formar fenocristales subidiomorfos, débilmente pertíticos y con frecuentes inclusiones poiquilíticas de cuarzo, maclados y zonados, o cristales alotriomorfos, de menor tamaño y también maclados, aunque sin zonar o con zonado muy tenue. Los fenocristales pueden estar afectados por moscovitaciones según pautas geométricas y posiblemente contienen alguna inclusión moscovitizada de sillimanita. En algunas aplitas puede presentar una moscovitización dactilítica o plumosa bastante intensa.

La biotita es bastante escasa y aparece como cristales y láminas pequeñas, subidiomorfas o alotriomorfas, de color castaño rojizo y con inclusiones de circón.

Algunos cristales tienen hábitos intersticiales-poiquiliticos. En las rocas aplíticas puede estar casi completamente cloritizada.

La moscovita forma cristales de tamaño heterogéneo que pueden tener hábitos intersticiales-poiquiliticos. También se encuentra como crecimientos de sustitución sobre el feldespato potásico, la plagioclasa y la biotita. A veces forma agregados deflecados o de aspecto plumoso y crecimiento tardío. Los cristales de moscovita desarrollan con mucha frecuencia bordes blásticos irregulares en los contactos con el feldespato potásico y la plagioclasa.

El apatito se encuentra como cristales alotriomorfos subredondeados, agrietados y alterados.

El circón forma cristales idiomorfos muy pequeños, incluidos en la biotita.

En el extremo oriental del macizo, en las inmediaciones de los túneles de La Canda, el macizo está afectado por una banda de cizalla dúctil dextra que produce una intensa deformación de los granitos que adquieren texturas gneísicas, presentando un fuerte estiramiento de los minerales. Los planos de cizalla tienen una orientación N 180°E /80°O y los de esquistosidad N 150°E / 85°O. Esta banda de cizalla tiene una anchura próxima al centenar de metros y en ella queda incluida una lámina de metasedimentos ordovícicos de unos 15 m de potencia, constituida por alternancias de pizarras y cuarcitas. Localmente se observan en esta zona episienitizaciones poco importantes, posteriores a la deformación por cizalla.

En las inmediaciones del contacto septentrional, al S del vértice Agüallal, también se encuentran episienitizaciones asociadas a un sistema de fracturación e inyección de cuarzo con dirección N 110°E.

Las manifestaciones filonianas asociadas son escasas y corresponden principalmente a venas y bolsadas de pegmatitas cuarzofeldespáticas con moscovita y turmalina ocasional, que suelen asociarse principalmente a los leucogranitos de grano fino que se encuentran en algunas de las zonas de borde. También se encuentran algunos filones y venas de cuarzo poco importantes y asociados a zonas de fractura que pueden estar afectadas por episienitizaciones.

Los únicos tipos de enclaves que se encuentran corresponden a escasos xenolitos de los metasedimentos encajantes, que se restringen a las zonas marginales, pequeños enclaves y microenclaves micáceos constituidos por masas escamosas de color negruzco, ricas en biotita y algún enclave centimétrico de cuarzo masivo.

5.3.3.5.- Macizo de Quintela

Es un pequeño macizo granítico que se encuentra en el SO de la provincia de Orense, en la zona central del borde N de la hoja N° 266 (La Gudiña) del MTN e 1:50.000. El afloramiento tiene forma elíptica algo irregular y su eje mayor tiene una longitud aproximada de 3.5 Km y una dirección N-120°-E; la anchura máxima es de 1.5 Km. Toma su nombre de los altos y el paraje de La Quintela, situados al NO de la aldea de Cepedelo. Intruye en los ortogneises bandeados migmatizados del grupo "Viana" cuya foliación y bandeo tectónico se atribuye a los efectos de la segunda fase deformativa

hercínica y está plegada por la acción de la tercera fase. La intrusión es esencialmente discordante y los granitos cortan a la foliación y es posterior al pico metamórfico asociado a la migmatización. No obstante, la directriz del cuerpo plutónico y la ligera orientación que presenta parecen indicar que se trata de una intrusión tardicinemática con respecto a la tercera fase deformativa hercínica. Los afloramientos corresponden a lanchares y berrocales con bolos aplanados, con diaclasado subhorizontal y el grado de meteorización puede ser apreciable.

Los materiales de este macizo son unos leucogranitos moscovíticos con biotita u holomoscovíticos, equigranulares, de grano medio, estando comprendidos la mayoría de los minerales en un intervalo de tamaños de 2-3 mm. Estos granitos son bastante homogéneos y localmente se puede apreciar una orientación bastante débil y difícil de estimar aunque es a grandes rasgos coincidente con la elongación del macizo. Localmente se pueden encontrar grumos irregulares con turmalina en algunos de estos granitoides.

La mineralogía principal consta de: cuarzo, plagioclasa ácida, feldespato potásico y moscovita. Los minerales accesorios son: biotita, granate, circón, apatito y opacos. Como minerales accesorios se encuentran: clorita, sericita y moscovita.

La textura es hipidiomorfa de grano medio con ligera deformación que se traduce en cuarteamiento y poligonización de algunos minerales y en flexiones de micas.

El cuarzo forma cristales alotriomorfos, de tamaños variables, cuarteados y fragmentados en subgránulos con extinción ondulante e irregular. En algunas muestras puede formar algunos cristales de mayor tamaño.

La plagioclasa es de composición albítica y forma cristales subidiomorfos con maclado polisintético y sin zonación. Está variablemente poligonizada y pueden encontrarse infiltraciones de cuarzo a favor de las grietas. También forma agregados policristalinos granudos, de grano fino en los contactos con el feldespato potásico.

El feldespato potásico aparece como cristales intersticiales con maclas en enrejado variablemente definidas y que pueden tener algunas pertitas mal definidas. Con frecuencia incluye poiquilíticamente a la plagioclasa, y en ocasiones constituye parches gruesos sobre la misma.

La moscovita forma cristales subidiomorfos o alotriomorfos gruesos, bien individualizados y de aspecto primario. Puede tener bordes irregulares blásticos frente al feldespato potásico y a la plagioclasa. Puede estar groseramente poligonizada y ocasionalmente se asocia a la biotita a la que sustituye. Algunos individuos están algo flexionados.

La biotita es muy escasa y está casi totalmente cloritizada. Forma cristales pequeños y con frecuencia se encuentra como restos asociados a la moscovita.

El granate es muy frecuente y forma cristales muy pequeños, subidiomorfos o idiomorfos que pueden estar incluidos en cualquiera de los minerales principales. Pueden tener alguna transformación a biotita o a clorita.

El circón se encuentra como pequeños cristales incluidos en biotitas cloritizadas.

No se ha observado la presencia de enclaves ni de heterogeneidades significativas.

En cuanto a las manifestaciones filonianas asociadas solo se ha detectado la presencia de algunas venas de cuarzo masivo de escasos centímetros de potencia y asociadas a fracturas N 30°E / 90°.

En estos granitos hay algunas pequeñas canteras artesanales muy antiguas en las que se han extraído bloques para la mampostería y la construcción local.

5.3.3.6.- Macizo de Penouta

Se trata de una serie de cuerpos graníticos y leucograníticos de dos micas o moscovíticos que se localizan en la provincia de Orense, próximos al borde meridional de la hoja N° 228 (Viana del Bollo), y toman su nombre de la aldea de Penouta, situada en las inmediaciones de los mismos. Los afloramientos de estos granitoides están generalmente muy alterados y arenizados y no presentan contrastes morfológicos destacables con respecto a los materiales encajantes. Buena parte de estos granitoides están incluidos por los autores de la hoja N° 228 del MAGNA en un afloramiento de ortogneises que consideran equivalentes a los de Covelo, mientras que el afloramiento de la mina de Penouta está clasificado como granitos moscovíticos greisinizados.

A nivel macroscópico, son en general unos leucogranitos moscovíticos o moscovíticos con biotita accesorio, de grano fino a muy fino (<1.5 mm), y gneisificados o con fuerte orientación deformativa. En algunos de los afloramientos se observan bandas finas y heterogeneidades algo más ricas en biotita, que tienen límites difusos con los tipos más félsicos y que pueden definir pliegues. Ocasionalmente se encuentran en ellos algunos grumos negruzcos dispersos, de tamaños milimétricos, que corresponden a minerales muy alterados, no identificables. Estos leucogranitos tienen contactos paraconcordantes o discordantes con los micaesquistos y gneises bandeados y glandulares migmatizados del conjunto encajante, que corresponden al "Grupo de Viana" y al "Ollo de Sapo". Estos contactos pueden ser netos o algo difusos, y por sus características puede estimarse que la intrusión de los leucogranitos se ha producido en estadios no muy distanciados de los procesos de migmatización tardía de los gneises.

La mineralogía principal de la facies foliada de dos micas consta de: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita y biotita. Los minerales accesorios son apatito, circón y opacos, y como minerales secundarios se encuentran: clorita, sericita, opacos, rutilo y óxidos de hierro.

Las texturas son hipidiomórficas-blastogranudas con orientación deformativa dúctil.

El cuarzo forma cristales alotriomorfos alargados y completamente cuarteados y poligonizados, con extinción ondulante. También se encuentra como pequeñas inclusiones subredondeadas en la plagioclasa y en el feldespato potásico. En algunos casos, las inclusiones en el feldespato potásico definen texturas simplectitoides incipientes.

La plagioclasa es de composición ácida, con hábitos algo subidiomorfos o alotriomorfos, con maclación dominante según la ley albita-carlsbad, no zonados o con zonación débil. Tiene bordes irregulares, que pueden ser mirmequíticos en los contactos con el feldespato potásico. Puede estar afectada por sericitización irregular o preferencial en los núcleos. Puede contener pequeñas inclusiones de cuarzo, que en general son más frecuentes en las zonas externas de los cristales. Está variablemente poligonizada y no es rara la presencia de infiltraciones de feldespato potásico a favor de grietas, que a veces forma tramas reticuladas complejas que aíslan fragmentos de plagioclasa. Con frecuencia, la poligonización se produce preferentemente en el borde de los cristales.

El feldespato potásico aparece como cristales alotriomorfos o intersticiales, y no es raro que forme parte de rellenos de grietas y fisuras producidas en procesos de deformación sin-magmática. Tiene pertitas muy finas y puede presentar maclación en enrejado y mecánica. Puede contener pequeñas inclusiones subredondeadas de cuarzo. Puede estar bastante poligonizado y presenta relaciones complejas de intercrecimiento-sustitución con plagioclasas igualmente rotas y recristalizadas.

La moscovita forma placas subidiomorfas o grupos escamosos de cristales poligonizados que con frecuencia están intercrecidos con biotita y que definen la foliación; los contactos con plagioclasas y feldespatos potásicos suelen ser muy irregulares, apreciándose crecimientos de sustitución de la moscovita sobre ellos. Puede sustituir total o parcialmente a la biotita, quedando con frecuencia relictos de la misma como inclusiones. Buena parte de las placas individuales de moscovita son de tamaños relativamente grandes. En una proporción apreciable, es de carácter tardío o secundario creciendo a expensas de biotita, feldespato potásico y plagioclasa.

La biotita se encuentra en menor proporción que la moscovita y forma cristales pequeños, subidiomorfos o alotriomorfos de color rojizo y que en general están muy afectados por moscovitizaciones. Con frecuencia forma parte de agregados policristalinos alargados y orientados que definen la foliación de estos granitoides. Contiene algunas inclusiones de circón y son bastante comunes las inclusiones-segregaciones de minerales opacos asociadas a los procesos de moscovitización. Puede encontrarse como restos incluidos en la biotita.

El circón es escaso y se encuentra en forma de prismas muy pequeños, incluidos en la biotita.

El apatito es bastante escaso y puede encontrarse como pequeños prismas y cristales subredondeados, agrietados y parcialmente corroídos.

Otro tipo litológico presente en este conjunto granítico corresponde a leucogranitos moscovíticos de grano fino con tendencia porfídica de dos tiempos. Estos leucogranitos constituyen apófisis y sills en la zona de la mina de Penouta y con frecuencia están fuertemente alterados.

Su mineralogía principal consta de: cuarzo, albita, feldespato potásico y moscovita. Los minerales accesorios son: apatito, biotita, opacos, granate y casiterita; son en general muy escasos. Como minerales secundarios se encuentran clorita y sericita.

Las texturas son hipidiomórficas inequigranulares-porfídicas con matriz de grano fino y con orientación deformativa dúctil.

El cuarzo forma fenocristales subredondeados o elípticos con extinción ondulante direccional o en algunos casos poligonización. Es muy común que tengan una zona externa con abundantes inclusiones de albita en disposición zonal. En algún caso están llenos de inclusiones poiquilíticas y tienen aspecto criboso. Es muy escaso en la matriz.

La plagioclasa es de composición albítica y se encuentra como pequeños cristales subidiomorfos que forman un mosaico orientado con cierto aspecto traquitoide. Es el componente mayoritario de la matriz y está en parte afectado por una recristalización sincinemática contemporánea con el emplazamiento de los granitoides. Tiene maclación polisintética y en damero.

El feldespato potásico puede aparecer como cristales alotriomorfos-intersticiales o en forma de pequeños fenocristales subidiomorfos que pueden contener microinclusiones de albita con disposición zonal. Los feldespatos que forman parte de la matriz están en general muy afectados por poligonizaciones y constituyen intercrecimientos y sustituciones complejas con las plagioclasas. Puede tener maclación de carlsbad o enrejado incipiente y también puede tener maclas mecánicas.

La moscovita es prácticamente la única mica en estas rocas y forma plaquitas irregulares, parcialmente poligonizadas o arqueadas. Con frecuencia forma agregados policristalinos alargados, rotos y recristalizados que definen la foliación. Puede formar algunos intercrecimientos o sustituciones complejas con los feldespatos potásicos poligonizados.

La biotita es escasísima y se encuentra exclusivamente como cristales residuales muy pequeños, irregulares y parcialmente degradados.

El granate es muy escaso y aparece como algún pequeño cristal idiomorfo, incluido en cuarzo.

El apatito es también muy escaso y forma algunos pequeños cristales idiomorfos incluidos en las plagioclasas.

Los minerales opacos aparecen como pequeños cristales subidiomorfos o intersticiales, dispersos en el conjunto mineral. Son escasos.

La casiterita se encuentra como gránulos subidiomorfos-alotriomorfos dispersos. Tiene tinte rojizo de intensidad variable.

La actividad filoniana asociada a estos granitoides está constituida principalmente por filones o bolsadas de aplopegmatitas, deformados, y que en algunos casos pueden ser paraconcordantes con la foliación. También pueden encontrarse venas y pequeños filones de cuarzo con los bordes bastante netos.

Con respecto a los enclaves, pueden encontrarse algunos grandes bloques de gneises y esquistos de las formaciones encajantes aislados en los granitoides. También se encuentran algunas pequeñas placas micáceas variablemente disgregadas.

En estos granitoides se observa una orientación deformativa intensa con carácter generalizado, presentando en la mayoría de los casos estructuras gneísicas. también se encuentran localmente bandas más ricas en biotita, que pueden corresponder a acumulaciones por flujo magmático, y que están plegadas. Las directrices de la foliación fluctúan entre E-O y N 110°E con buzamientos comprendidos entre 60° y 80° al S.

En la zona septentrional de los afloramientos graníticos y en relación con una masa fuertemente greisinizada y con inyección filoniana de cuarzo, se localiza la mina de Penouta, en la que se explotó un yacimiento de casiterita con tantalita, que se encuentran fundamentalmente diseminadas en los granitos. Con carácter subordinado se encuentran también filones de cuarzo con moscovita, albita, granate y casiterita y algunos filones de cuarzo con arsenopirita y pirita. Los procesos de greisinización también afectan a los gneises encajantes, que localmente están algo mineralizados. La mina está actualmente abandonada.

5.3.4.- GRANITOIDES TARDÍOS EPIZONALES DE LA ZCI

5.3.4.1.- Macizo de Seoane

Es un pequeño macizo plutónico que se encuentra en la zona SE de la provincia de Orense, en el cuadrante suroriental de la hoja N° 228 (Viana del Bollo) del MTN e 1:50.000 y toma su nombre de la aldea de Seoane que se localiza en el extremo N del macizo. El afloramiento tiene una forma vagamente semilunar, con una dimensión máxima de unos 4 Km y una extensión aproximada de 4 Km².

Este macizo intruye en ortogneises glandulares del grupo “Ollo de Sapo” con metamorfismo regional de grado medio-alto con migmatización incipiente y con la foliación plegada por la 3ª fase deformativa hercínica. Se trata de una intrusión epizonal discordante, y los afloramientos de los materiales plutónicos están en general bastante meteorizados, siendo relativamente importantes los recubrimientos por depósitos glaciares, fluvio-glaciares y coluviales.

A pesar de su reducido tamaño, se observa en él una apreciable variedad litológica, que en ningún caso coincide con la descrita en la hoja MAGNA N° 228 (Viana del Bollo) en la que se indica que el macizo de Seoane está constituido por granodioritas biotíticas porfídicas. En las zonas oeste, centro, una facies bastante común corresponde a granitoides biotíticos con moscovita de grano fino (<2mm) a muy fino de color gris medio-oscuro, equigranular, en la que se puede encontrar algún fenocristal de feldespato potásico. Otra facies que se encuentra en la zona meridional está representada por granitoides biotíticos-moscovíticos porfídicos, con matriz de grano fino-medio (<3 mm) y fenocristales de feldespato potásico con secciones rectangulares gruesas de 0.7 a 2 cm de longitud y a distancias de 2 a 3 cm entre sí. Estas rocas tienen color gris medio y en ellas se aprecia localmente una orientación de flujo de fenocristales N 115°E y con alto buzamiento. En la zona septentrional y oriental se encuentran granitos biotítico-moscovíticos de grano medio (1-5 mm) con megacristales dispersos de feldespato potásico de 1 a 2 cm de longitud y con secciones rectangulares gruesas. Dentro de este grupo de granitos, se encuentran facies predominantemente equigranulares u otras de tendencia porfídica, con variedades transicionales. Localmente se observan orientaciones de fenocristales en torno a N 125°E, subverticales.

La mineralogía principal de estos granitoides consta de: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Como minerales accesorios se encuentran: circón, apatito, opacos, monacita, rutilo, y esfena. Los minerales secundarios son: clorita y sericita.

Las texturas varían entre granudas hipidiomórficas de grano medio-fino con tendencia inequigranular y granudas hipidiomórficas de grano medio algo porfídicas, con orientaciones deformativas dúctiles y recristalizaciones sin-plutónicas. Las estructuras deformativas son más evidentes a escala petrográfica que a nivel de afloramiento.

El cuarzo forma cristales alotriomorfos o con formas algo subredondeadas y vagamente ameboides que están bastante cuarteados y recristalizados en subgránulos con límites casi poligonales en algunos casos; tiene extinción ondulante. También se encuentra como pequeñas inclusiones subredondeadas o subidiomorfos en el feldespato potásico y en menor proporción en la plagioclasa y formando parte de intercrecimientos mirmequíticos con la misma. En algunas muestras, puede presentar una cierta elongación.

El feldespato potásico aparece como cristales alotriomorfos con maclas en enrejado irregularmente definidas; tiene bastante tendencia a presentar hábitos intersticiales y no es raro que constituya infiltraciones en grietas de las plagioclasas. Ocasionalmente pueden observarse algunos cristales con pertitas muy finas. También se encuentran individuos alotriomorfos de mayor tamaño, con abundantes inclusiones poiquiliticas de plagioclasa y biotita y otros que constituyen megacristales subidiomorfos, con maclación de carlsbad y en enrejado y bastantes inclusiones idiomorfos de plagioclasa, y en menor proporción de biotita. Está afectado por poligonizaciones de intensidad variable. Puede formar agregados granulados junto con plagioclasa, observándose relaciones de sustitución complejas entre ambos y siendo frecuente que los gránulos de plagioclasa presenten texturas mirmequíticas.

La plagioclasa forma cristales subidiomorfos o alotriomorfos, maclados y con zonación que puede ser oscilatoria o continua; pueden estar afectados por sericitizaciones o por moscovitizaciones de carácter geométrico, que suelen producirse preferentemente en los núcleos. Puede contener inclusiones de cuarzo y en algunos casos de feldespato potásico. Puede presentar poligonizaciones que a veces son bastante intensas, constituyendo agregados policristalinos en losetas rectangulares en los que se aprecian quebraduras de las maclas. Con relativa frecuencia se observan infiltraciones y sustituciones por feldespato potásico, siendo bastante común la presencia de gránulos gruesos lobulados de plagioclasa mirmequítica en los contactos con el feldespato potásico. En algunos cristales se encuentran inclusiones aciculares muy finas que posiblemente corresponden a apatito.

La biotita aparece como cristales subidiomorfos o alotriomorfos de tamaños heterogéneos y de color castaño rojizo, que pueden formar agregados policristalinos de los que también forma parte la moscovita, que en parte la sustituye. Tiene en general unos bordes bastante irregulares y está afectada por poligonizaciones y por trituraciones marginales. Contiene frecuentes inclusiones muy pequeñas de circón con halos pleocroicos negruzcos y bastantes inclusiones de apatito y opacos. También se han encontrado ocasionalmente inclusiones subredondeadas de rutilo y circón. Los procesos

de moscovitización son en general más intensos en las zonas trituradas y recrystalizadas, y en relación con este proceso se generan abundantes gránulos de minerales opacos.

La moscovita se encuentra en menor proporción que la biotita, y en buena parte es de carácter tardío o secundario. Puede formar cristales subidiomorfos o alotriomorfos, de tamaño variable, que con frecuencia se asocian a grupos policristalinos de biotita, a la que sustituye parcialmente. También aparece como crecimientos geométricos sobre la plagioclasa y formando agrupaciones reaccionales con feldespato potásico y biotita desestabilizada. Presenta con mucha frecuencia bordes blásticos reaccionales en los contactos con la plagioclasa y el feldespato potásico. No es raro que incluya restos de biotita. Los cristales pueden estar flexionados.

El apatito forma prismas idiomorfos o subidiomorfos pequeños, que con frecuencia están asociados a los grupos policristalinos micáceos. También está incluido en el feldespato potásico o en la plagioclasa, en la que puede encontrarse en forma de acículas muy finas.

Los minerales opacos tienen hábitos generalmente alotriomorfos y forman cristales de pequeño tamaño que pueden estar incluidos en la biotita o en los grupos micáceos. También se encuentran numerosos gránulos de opacos asociados a los procesos de moscovitización de la biotita.

El circón constituye cristales idiomorfos muy pequeños y bastante numerosos que se encuentran incluidos en la biotita y rodeados por halos pleocroicos negruzcos. Ocasionalmente se encuentran algunos circones redondeados, más gruesos.

El rutilo se ha encontrado en forma de algunos gránulos subredondeados incluidos en biotita. Puede tener bordes casi opacos. También puede encontrarse como acículas incluidas en algunas biotitas cloritizadas.

La monacita aparece como escasos gránulos subredondeados de coloración amarillenta, incluidos en biotita y rodeados por un intenso halo pleocroico.

La esfena es bastante escasa y puede encontrarse en forma de algunos gránulos alotriomorfos, bien individualizados y asociados en parte a biotita desestabilizada.

Los enclaves no son muy abundantes, pudiendo encontrarse algunos pequeños enclaves microgranudos, sobre todo en las facies biotíticas de grano fino. En las facies más gruesas y con más moscovita se encuentran algunos microenclaves micáceos negruzcos, ricos en biotita y se ha visto algún xenolito centimétrico de gneis “Ollo de Sapo” de grano fino.

Las manifestaciones filonianas son escasísimas y se limitan a alguna pequeña vena o bolsada pegmatítica.

Las únicas labores de extracción de materiales se asocian a excavaciones en roca meteorizada para la construcción de la red de caminos y a la partición de algunos bolos para obtener bloques para la mampostería local.

5.3.4.2.- Macizo de Castelo

Este macizo granítico está situado en la zona de convergencia entre los límites de las provincias de Orense y Zamora con la frontera de Portugal. El afloramiento tiene forma alargada con su eje mayor en dirección N 120°E, con una longitud aproximada de 7 Km y una anchura máxima de unos 3.5 Km y en su mayor parte se localiza en la hoja N° 304 (Hermisende), con el extremo septentrional en la hoja N° 266 (La Gudiña). Toma su nombre del alto de Castelo que se encuentra junto al límite N del macizo.

Intruye principalmente en los monzogranitos porfídicos deformados del macizo de Manzalvos-Castromil y en metasedimentos ¿migmatizados? y granitoides de dos micas heterogéneos del macizo de La Gudiña en el extremo NO. En el extremo oriental está en contacto con los monzogranitos porfídicos del macizo de Ladiaro que intruye sobre este plutón. En los contactos con estos granitoides se observan relaciones de mezcla e hibridación, lo que indica que el emplazamiento de estas unidades plutónicas se debe de haber producido en un intervalo temporal relativamente corto. Estas relaciones de mezcla pueden observarse muy bien desarrolladas en los contactos de las zonas próximas a Cádavos, en las inmediaciones de la frontera con Portugal, en los caminos que proceden de la localidad citada previamente y en diversas transversales en la zona del contacto occidental del macizo de Ladiaro.

El relieve asociado a este macizo es bastante característico, con abundantes montículos y resaltes topográficos positivos en los que afloran bloques y bolos relativamente pequeños pero heterométricos y lanchares en los que se aprecia un diaclasamiento poco espaciado. Los granitos presentan en general un grado de meteorización medio o alto y en la superficie de algunos afloramientos se observan erosiones alveolares.

El tipo de roca representativo es bastante monótono y homogéneo y corresponde a leucogranitos de dos micas de grano medio-fino (0.5-3 mm), pobres en micas que forman plaquitas finas y de color blanquecino. Las únicas variaciones corresponden a heterogeneidades en el tamaño de grano y a la presencia de algunas bolsadas pegmatíticas que se manifiestan en irregularidades en las superficies de los bolos y afloramientos. No se observa ningún tipo de orientación sistemática apreciable y atribuible a deformación o a flujo magmático.

La composición mineralógica principal consta de: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y moscovita. Como minerales accesorios se encuentran: biotita, apatito, circón, topacio y sillimanita. Los minerales secundarios son: clorita, sericita, moscovita y opacos.

Las texturas son granudas alotriomórficas o algo hipidiomórficas, de grano medio-fino.

El cuarzo forma en general cristales alotriomorfos equidimensionales, con cuarteamiento irregular y extinción ondulante, aunque en algunas muestras se encuentran individuos con hábitos subredondeados o groseramente subidiomorfos. También aparece como inclusiones subredondeadas o goticulares gruesas incluidas en feldespato potásico. Algunas inclusiones aciculares pueden ser de sillimanita.

El feldespato potásico aparece como cristales alotriomorfos e intersticiales, de tamaños heterogéneos, que pueden ser débilmente pertíticos o presentar pertitas irregulares en

parches. Puede tener maclas de carlsbad y en enrejado variablemente definidas. Los individuos de mayor tamaño pueden presentar hábitos poiquilíticos. Puede contener inclusiones subredondeadas de cuarzo, que en ocasiones son bastante abundantes y presentan afinidades simplectitoides; también en algunas muestras puede participar en crecimientos gráficos junto con cuarzo y albita. Puede estar afectado por poligonizaciones irregulares y por moscovitizaciones.

La plagioclasa forma cristales alotriomorfos o vagamente subidiomorfos con maclado polisintético, en damero y ocasionalmente mecánico. Está variablemente poligonizada y puede estar afectada por infiltraciones y sustituciones de feldespato potásico a favor de las grietas o en parches. Puede formar agregados de pequeños cristales que a veces proceden de la poligonización de individuos mayores, que constituyen intercrecimientos con el feldespato potásico y que presentan relaciones complejas de sustitución entre ellos. Presenta moscovitizaciones y sericitizaciones de intensidad variable y en algunos casos se ha observado la presencia de posibles cristalitos de topacio que corresponden a crecimientos tardíos de sustitución. En algunos cristales se observan flexiones de maclas.

La moscovita constituye cristales subidiomorfos o alotriomorfos que presentan bordes blásticos irregulares en los contactos con el feldespato potásico y la plagioclasa. En algunos casos son algo poiquilíticos. Puede contener inclusiones de apatito y restos más o menos grandes de biotita a la que sustituye; en algunos casos pueden ser ricas en inclusiones muy finas de minerales opacos que proceden de la transformación de biotita. También se encuentra como placas y pequeños cristales que crecen sobre las plagioclasas y los feldespatos potásicos en relación con procesos tardi y post-magmáticos. Algunos cristales pueden estar ligeramente flexionados.

La biotita se encuentra en proporciones accesorias, y forma láminas finas y pequeños cristales de color rojizo, que con frecuencia están bastante moscovitizados y cloritizados, con bastantes inclusiones de opacos generados en los procesos de alteración; también incluye algunos cristales de apatito y pequeños circones.

El apatito es bastante frecuente y se encuentra como cristales gruesos, subidiomorfos o subredondeados, agrietados y corroídos, que pueden estar incluidos en moscovitas, en plagioclasas o dispersos; también aparece como inclusiones menores en la biotita.

El circón es escaso y aparece como inclusiones idiomorfas muy pequeñas en las biotitas, u ocasionalmente disperso.

La sillimanita puede estar representada por algunas acículas o prismas muy finos, moscovitizados e incluidos en la plagioclasa, en el feldespato potásico o en el cuarzo. Su identificación es problemática.

El topacio corresponde posiblemente a pequeños gránulos de topacio que se encuentran como crecimientos tardíos sobre plagioclasas parcialmente moscovitizadas.

Los enclaves son muy escasos y en su mayoría se localizan en las inmediaciones de los contactos y corresponden a xenolitos de metasedimentos migmatizados y corneanizados y a masas de dimensiones muy variables de granitoides porfídicos del macizo de Manzalvos-Castromil y de granitoides híbridos.

Las manifestaciones filonianas asociadas son muy poco importantes y se restringen a pequeñas bolsadas y venas pegmatíticas y a apófisis y venas leucograníticas inyectadas en los granitoides encajantes.

5.3.4.3.- Macizo de Veiga

Es un macizo granítico que se sitúa en la zona SE de la provincia de Orense, y ocupa una extensión considerable en la hoja N° 228 (Viana del Bollo) del MTN e 1:50.000. Su afloramiento ocupa una extensión considerable en esta hoja, y tiene una forma alargada en dirección E-O, con una longitud aproximada de 23 Km y una anchura máxima de 11 Km. La forma es relativamente irregular, con la menor anchura en el tercio oriental y con marcados desplazamientos en los contactos de la mitad occidental debido al efecto de dos importantes fallas alpinas que atraviesan el macizo. Intruye en ortogneises glandulares y ortogneises y gneises de grano fino del grupo "Ollo de Sapo", en gneises bandeados y paragneises del grupo "Viana", en pizarras, areniscas y cuarcitas ordovícicas y en los granitos de dos micas deformados de Chandoiro-Otar de Pregos. Los materiales gneísicos de la zona S están afectados por un metamorfismo regional de grado alto o medio-alto con migmatización variable, mientras que los metasedimentos y gneises de la zona N presentan un grado metamórfico regional medio o bajo. La intrusión es de carácter discordante y los granitoides cortan a la esquistosidad y foliación principal y a los pliegues de fase 3 que les afectan. Los efectos de metamorfismo de contacto solo son apreciables a nivel de afloramiento en los metasedimentos pizarrosos encajantes del extremo oriental, en los que se aprecian maculados y mosqueados, con blastesis de biotita y andalucita.

A nivel microscópico se observan sobre los materiales gneísicos, recristalizaciones del cuarzo, la plagioclasa, el feldespato potásico, la moscovita y la biotita, así como una intensa moscovitización de posibles porfiroblastos cuya naturaleza no es identificable. En algún caso se han encontrado en estas rocas restos de acículas rectas y desorientadas de sillimanita incluidas en moscovita, que posiblemente se han formado por efecto del metamorfismo de contacto.

En algunos esquistos y gneises se han observado neoformaciones de andalucita y cordierita a expensas de la biotita y la moscovita que definen la foliación. Estos minerales de contacto tienen relaciones cinemáticas que evidencian que su crecimiento es posterior a los repliegues de la esquistosidad, y están fuertemente retrogradados.

El relieve asociado a este macizo está deprimido con respecto a los materiales encajantes y en ellos pueden desarrollarse zonas con amplios lanchares y grandes bolos redondeados, aunque existen amplias extensiones de afloramientos degradados en las que los granitos están muy meteorizados y lehmificados que posiblemente corresponden a perfiles de alteración terciarios no erosionados. En este sentido, en la zona occidental del macizo, en las inmediaciones de la aldea de Villaseco se encuentra sobre los granitos un afloramiento de unos 2 Km² de extensión de sedimentos detríticos terciarios, constituido por conglomerados con matriz arenoso arcillosa. También es de destacar el profundo encajamiento de los ríos Vibey y Xares, posiblemente asociados al levantamiento de este bloque por la tectónica alpina.

El contacto occidental está determinado en gran parte por la falla normal de Chandoiro, que eleva el bloque oriental y provoca una banda de casi 1 Km de potencia en la que los

granitoides están afectados por milonitizaciones y deformaciones por cizalla de diversa intensidad. El trazado de esta falla tiene una directriz aproximada N-S con buzamiento de unos 50° E y lineaciones de estiramiento y estrías con una dirección promedio E-O.

Bajo el punto de vista petrológico, la composición de este macizo es bastante homogénea y está constituida casi totalmente por monzogranitos biotíticos con moscovita porfídicos con matriz de grano grueso o muy grueso. A pesar de la relativa homogeneidad del plutón, se aprecia una clara tendencia a que los granitoides sean más diferenciados, con menor proporción de biotita y una relación Ms/Bi más elevada, y una zona no porfídica o más pobre en megacristales y algo más rica en biotita que se encuentra entre Castromao y la salida del camino a Carracedo en el SO del macizo.

El tipo de roca más representativo de la facies común corresponde a monzogranitos biotíticos porfídicos con matriz de grano grueso (3-9 mm) y con megacristales tabulares de feldespato potásico cuya longitud puede alcanzar hasta 8 cm, aunque la mayoría fluctúan entre 2 y 5 cm. Estos megacristales se encuentran por término medio a distancias de 3 a 5 cm entre sí, aunque pueden tener una distribución más heterogénea, definiéndose bandas o bolsadas irregulares en las que el porfidismo es más denso. Estos granitoides tienen colores grises claros o blanquecinos debido a que el contenido en biotita es relativamente bajo (en general no supera el 15%) y a que su grano tan grueso determina que la biotita no esté muy dividida y por tanto no oscurezca la coloración. Los minerales de estas rocas están muy bien individualizados y es frecuente que el cuarzo forme cristales equidimensionales gruesos.

En el tercio oriental del macizo, las características generales de los granitoides son bastante similares por lo que respecta al porfidismo y al tamaño de grano, pero el contenido en biotita es inferior y dentro de la escasez, se encuentra una mayor proporción de moscovita. Ocasionalmente se ha observado en estas rocas la presencia de algunos pequeños grupos micáceos (moscovítico-biotíticos) que podrían corresponder a la degradación de cordierita.

En los monzogranitos porfídicos de las zonas de contacto es relativamente frecuente observar una disminución del tamaño de grano de la matriz y una tendencia a que se destaquen algunos fenocristales de cuarzo, lo que indica un enfriamiento más rápido de estas rocas marginales. También en las proximidades de los contactos pueden encontrarse en algunos casos lentejones o bolsadas de leucogranitos de dos micas de grano medio-heterogéneo en las que puede haber fenocristales globulosos de cuarzo.

La mineralogía principal consta de: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y moscovita, que puede quedar relegada a proporciones accesorias. Los minerales accesorios son: apatito, opacos, circón, monacita, allanita y esfena, encontrándose esporádicamente en algunas variedades litológicas granate y posiblemente cordierita. Como minerales secundarios aparecen: clorita, sericita, epidota, esfena, clinozoisita, carbonatos, feldespato potásico, opacos y prehnita.

Las texturas más comunes son hipidiomórficas de grano grueso, porfídicas, debido a la presencia de megacristales de feldespato potásico. En la zona de influencia de la Falla de Chandoiro, los granitoides están afectados por orientaciones deformativas de intensidad variable, observándose desde estructuraciones de flujo forzado a estructuras gneísicas oftalmíticas y planares blastomiloníticas en las inmediaciones de dicha falla.

El cuarzo forma cristales muy gruesos, alotriomorfos, equidimensionales o intersticiales, y algo cuarteados. Puede contener inclusiones de biotita, plagioclasa y feldespatos potásico. En los granitos deformados, la rotura de los cristales es más intensa y se observan poligonizaciones más o menos importantes, con límites irregulares o suturados entre los subgránulos. En algunos casos se definen alineaciones de cristales poligonales muy pequeños de cuarzo, que marcan los límites de rotura de los cristales mayores, o se observan infiltraciones de moscovita muy fina, rellenando las microfisuras. También puede encontrarse el cuarzo relleno de grietas en los cristales de feldespatos potásico.

La plagioclasa aparece como cristales idiomorfos o subidiomorfos, maclados y con zonación continua, oscilatoria difusa o en parches; en los contactos con el feldespatos potásico pueden tener bordes albíticos o mirmequíticos. Pueden estar afectados por sericitización irregular o preferencial en los núcleos, por moscovitizaciones geométricas y por sustituciones por feldespatos potásico en parches. Es frecuente la presencia de gránulos de clinzoisita en las zonas sericitizadas. En algunos casos forman glomérulos en sinneusis. También se encuentran cristales menores, menos idiomorfos o alotriomorfos. Puede contener algunas inclusiones redondeadas o subidiomorfas de cuarzo. En las rocas deformadas está afectada irregularmente por rotura y poligonizaciones groseras, observándose quebrados y flexiones de maclas, e incluso inyección de feldespatos potásico y cuarzo a favor de las grietas de los cristales de plagioclasa. En las rocas con deformación más intensa pueden definirse fragmentos angulosos y porfiroclastos de plagioclasa algo subredondeados, que están inmersos en una matriz triturada y foliada que les abraza. También forma parte de la matriz triturada y recristalizada de estas rocas.

El feldespatos potásico forma megacristales subidiomorfos con los bordes engranados, o cristales alotriomorfos e intersticiales de tamaño muy variable. Tiene pertitas finas, irregulares o en parches y maclas de carlsbad y en enrejado, irregularmente definidas. Los megacristales tienen frecuentes inclusiones poiquilíticas de plagioclasa, biotita y cuarzo. También puede formar algunos parches de sustitución sobre la plagioclasa. En las rocas deformadas puede estar afectado por rotura y poligonización irregular y forma grupos policristalinos irregulares con plagioclasas trituradas, en los que se observan procesos complejos de sustitución entre ellos. En estas rocas es relativamente frecuente la rotura de los megacristales, pudiendo observarse infiltraciones de cuarzo y moscovita a favor de las grietas y albitizaciones preferenciales en las fisuras. Puede constituir porfidoclastos-glándulas, algo poligonizados, con extinción ondulante y con grietas de tensión rellenas por cuarzo y biotita cloritizada.

La biotita forma cristales subidiomorfos o alotriomorfos, de color marrón o marrón oliváceo oscuro; a veces presenta tonalidades algo rojizas. Contienen inclusiones finas de apatito y circón, que pueden tener disposición zonal. También contiene inclusiones de opacos y alguna inclusión marginal de plagioclasa. Con relativa frecuencia forma agregados policristalinos irregulares y está variablemente afectado por cloritización, a la que se asocia neoformación de esfena y epidota. Puede estar variablemente moscovitizada, encontrándose cristales de moscovita que crecen sobre ella de forma discordante o interfoliar. En los granitos deformados, está afectada por flexiones, trituraciones y poligonizaciones de variable intensidad. Las trituraciones son en general más importantes en los bordes de los cristales. En los individuos rotos o poligonizados,

es frecuente la acumulación de cristales muy finos de opacos en las zonas de rotura o en los límites de poligonización. Los procesos de moscovitización son en general bastante importantes en las zonas de trituración y rotura de la biotita, y en relación con ellos se generan abundantes cristalitos de minerales opacos. En las rocas más intensamente deformadas, se encuentran cristales fusiformes de biotita y agregados policristalinos de biotita y moscovita que forman grupos planares, orientados según la foliación. Los procesos de cloritización de la biotita son más importantes en los granitoides deformados.

La moscovita es menos abundante que la biotita, y se encuentra en general como cristales que crecen sobre la biotita, de forma discordante o interfoliar. También hay moscovita que crece en disposición geométrica o irregularmente sobre la plagioclasa y en menor proporción sobre el feldespato potásico. En menor proporción puede formar grupos policristalinos escamosos independientes. En los granitoides deformados puede estar flexionada o alentejonada, o constituir agregados de aspecto fibroso que crecen en las zonas de mayor deformación y rotura. También forma agregados policristalinos planares junto con la biotita, a la que sustituye parcialmente. Estos agregados planares están fuertemente deformados y triturados.

El apatito forma prismas finos o acículas gruesas y está principalmente incluido en la biotita. En menor proporción se encuentra como inclusiones en la moscovita o como cristales prismáticos más gruesos, dispersos. En las rocas más deformadas puede estar fragmentado y desmembrado.

El circón aparece como cristales idiomorfos muy pequeños, incluidos en la biotita y rodeados por halos pleocroicos negruzcos. También puede estar incluido en moscovita. En ocasiones se encuentran cristales algo mayores, idiomorfos y con núcleos subredondeados. No es muy abundante.

La monacita se encuentra como cristales pequeños, subidiomorfos o subredondeados, de color amarillento. Está incluida en biotita y en torno a ella se desarrollan halos pleocroicos oscuros.

La allanita forma algunos cristales idiomorfos, zonados y de color amarillento o anaranjado. En general está asociada a la biotita y es escasa.

Los minerales opacos aparecen como cristales pequeños, tabulares o isodiamétricos, incluidos en la biotita. También se encuentran como subproductos de la moscovitización de la biotita.

La esfena se encuentra ocasionalmente como pequeños cristales idiomorfos dispersos. Es escasa. También se encuentra como producto secundario, asociada a la cloritización de la biotita.

La cordierita es de identificación problemática. En algunos de los granitoides más diferenciados se encuentran agregados escamosos de clorita y moscovita, con morfología groseramente prismática, que podrían corresponder a pseudomorfos de este mineral.

El granate solo se ha encontrado en una muestra, y aparece como un pequeño cristal subidiomorfo, incluido en cuarzo.

La mineralogía principal y accesoria de las facies marginales es completamente similar a la de la facies común. Sus diferencias con respecto a aquella únicamente estriba en aspectos texturales, presentando un porfidismo más contrastado con respecto a una matriz mas fina, debido a un enfriamiento más rápido.

El cuarzo puede constituir algunos fenocristales subidiomorfos o redondeados y con golfos de corrosión, engranados con los componentes de la matriz.

El feldespato potásico puede aparecer como fenocristales subidiomorfos, con maclas de carlsbad y en enrejado. Tienen el borde engranado o en algunos casos granofírico. Puede presentar zonación.

La plagioclasa forma cristales maclados y con zonación oscilatoria que tienen bordes engranados o granofíricos. Puede constituir glomérulos en sinneusis.

La biotita Forma fenocristales subidiomorfos o alotriomorfos, de color castaño rojizo, con los bordes irregulares-serrados.

La matriz de estos granitoides marginales es de grano fino-medio, alotriomórfica y con dominios de afinidad granofírica. Está constituida por cristales alotriomorfos de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, con pequeñas biotitas intersticiales.

Los leucogranitos del interior del macizo suelen estar en general asociados a pequeños filones o bolsadas y suelen corresponder a rocas de grano fino-medio o heterogranulares, de dos micas o moscovíticas y con frecuentes heterogeneidades pegmatíticas. En algunos de estos leucogranitos y pegmatitas puede encontrarse turmalina y granate, minerales que son frecuentes en la zona de canteras junto a la cerrada del embalse de Prada. Solo ocasionalmente se encuentra algún afloramiento de mayor entidad como el situado al SE de la aldea de Paradela que se asocia a un pequeño resalte topográfico y que está constituido por leucogranitos de grano fino medio.

La mineralogía principal de estos leucogranitos consta de: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa ácida y moscovita. Como minerales accesorios se encuentran: biotita, apatito, granate y posiblemente topacio. Los minerales secundarios son: clorita, sericita y óxidos de hierro.

Las texturas son hipidiomórficas, de grano fino-medio.

El cuarzo forma cristales alotriomorfos, de tamaño muy variable. También puede estar implicado en intercrecimientos simplectíticos con el feldespato potásico y la plagioclasa. Presenta ligeros cuarteamientos y extinción ondulante.

La plagioclasa aparece como cristales subidiomorfos, con el maclado variablemente definido y sin zonación aparente. A veces forma intercrecimientos gráfico-simplectíticos con el cuarzo y el feldespato potásico. Puede contener inclusiones alotriomorfos de cuarzo. Está picoteada por sericita y puede tener alguna moscovitización geométrica.

El feldespato potásico forma cristales alotriomorfos o intersticiales, con maclas de carlsbad y en enrejado; puede tener pertitas muy finas, irregulares o en parches. En algunos casos forma parte de intercrecimientos simplectíticos o gráficos con la plagioclasa y el cuarzo.

La moscovita aparece como cristales alotriomorfos o en placas con frecuentes inclusiones poiquilíticas. Puede presentar bordes dactilíticos o simplectitoides en los contactos con el feldespato potásico. También forma crecimientos escamosos sobre el feldespato potásico y sustituciones geométricas sobre la plagioclasa. Ocasionalmente forma intercrecimientos con el cuarzo.

La biotita forma pequeños cristales subidiomorfos o alotriomorfos, de color marrón oscuro que suelen estar bastante cloritizados y moscovitizados.

El apatito es escaso y puede estar incluido en la plagioclasa.

El granate aparece como cristales idiomorfos, pequeños, incluidos en la plagioclasa o en el cuarzo.

Puede haber pequeños gránulos de topacio creciendo sobre algunas plagioclasas moscovitizadas.

Otro tipo de actividad filoniana asociada a estos granitos está relacionada con la presencia de venas de cuarzo de diferente importancia. Algunos de estos diques y venas se asocian a zonas de rotura episienitizadas o con pseudotaquilitas, con directrices N 20° a 40°E y N 70° a 90°E y que tienen en general potencias centimétricas a decimétricas.

Con respecto a las estructuras, localmente se pueden encontrar schlieren biotíticos, pero las heterogeneidades asociadas a flujo magmático son poco importantes, manifestándose casi exclusivamente sus efectos por la orientación de megacristales según planos cuya orientación oscila entre N 110°-130°E y con buzamientos que en general son superiores a 60°.

En relación con la falla de Chandoiro se desarrolla una notable variedad de facies de granitoides deformados dependiendo de la proximidad a dicha falla. En los tipos menos deformados se aprecia una foliación grosera definida por la orientación de la biotita que está afectada por recristalizaciones. Esta foliación está en ocasiones sobreimpuesta a la foliación magmática definida por la orientación de megacristales. Según aumenta la deformación, la foliación y los planos micáceos se hacen más patentes y los granitoides porfídicos llegan a adquirir un aspecto que se asemeja al de ortogneises glandulares. En estas rocas se definen claramente los planos de cizalla y los sistemas S-C asociados a la cinemática de la falla. En las zonas más próximas a la misma, el grado de deformación cristalina y las estructuras planares y lineares se acentúan notablemente y los megacristales están muy alentejados y estirados, llegándose a definir en los casos extremos estructuras gneísicas con los planos muy apretados, y siendo difícil la distinción entre los planos de cizalla y los de esquistosidad. Estos procesos deformativos están acompañados por importantes recristalizaciones y transformaciones minerales, entre los que resulta destacable la moscovitización y degradación de la biotita.

Los enclaves más comunes son los de carácter microgranudo y de composición tonalítica-granodiorítica. Estos enclaves tienen secciones elípticas o subredondeadas y sus tamaños más comunes son centimétricos o decimétricos y son más comunes en los monzogranitos más biotíticos de los sectores central y occidental del macizo. Otro tipo de inclusiones corresponde a pequeños agregados escamosos, ricos en biotita y de color negruzco y de pocos centímetros de tamaño, que son poco abundantes y algunos xenolitos metamórficos que se encuentran en las zonas próximas a los contactos.

En la zona central del macizo, entre las aldeas de Vilaboa y Corejido, se localiza un megaenclave hectométrico constituido por ortogneises glandulares (“Ollo de Sapo”) y leucogranitos heterogéneos.

5.3.4.4.- Macizo de Pradorramisquedo

Es un pequeño macizo granítico que se encuentra en el extremo SO de la provincia de Orense, entre las hojas N° 228 (Viana del Bollo) y N° 266 (La Gudiña) del MTN e 1:50.000. Su afloramiento tiene forma alargada con el eje mayor en dirección N-170°-E y una longitud de unos 6 Km, y su anchura máxima es de 2 Km; se localiza entre las aldeas de Ramilo en el N y de Pradorramisquedo en el extremo S, de la que toma su nombre.

Intruye en ortogneises glandulares del grupo "Ollo de Sapo" y en ortogneises y gneises bandeados del grupo "Viana". Estos gneises están afectados por la segunda y la tercera fase deformativas del Ciclo Hercínico y por la migmatización asociada al pico metamórfico de baja presión del mismo evento orogénico. Los efectos de metamorfismo de contacto producidos por la intrusión granítica sobre estos materiales son muy limitados y se manifiestan principalmente en la blastesis de placas gruesas de moscovita cruzadas sobre la biotita de la foliación. Los autores de la hoja MAGNA N° 228 (Viana del Bollo) clasifican a las rocas de este macizo como granitos de dos micas de grano medio, posteriores a la fase deformativa que pliega a la esquistosidad regional.

Los afloramientos de este macizo tienen muy buena exposición en la zona meridional, situada en el valle del río Vibey, donde forma extensos roquedales con grandes bloques y bolos bien redondeados, acantilados y amplios lanchares. En la zona septentrional, los el paisaje es menos abrupto y los afloramientos tienen zonas cubiertas por depósitos glaciares y edáficos, no obstante, también se observan importantes berrocales con grandes bolos redondeados. Los contactos son intrusivos netos y discordantes, si bien pueden estar localmente afectados por fracturas y el emplazamiento del macizo se ha producido con posterioridad a los eventos tectónicos y metamórficos principales del Ciclo Hercínico, tratándose de una intrusión claramente postcinemática.

Las rocas que constituyen la facies común de este macizo son granitos biotítico-moscovíticos de grano grueso a medio-grueso, equigranulares y con la mayoría de los minerales comprendidos en un rango de tamaños de 2 a 8 mm. El color es bastante blanquecino y es relativamente pobre en micas, pudiendo predominar la biotita o la moscovita según los casos.

Las características de estos granitos, son bastante homogéneas en todo el macizo, aunque con carácter local pueden encontrarse heterogeneidades. Así, en alguna de las canteras situadas al E de Pradorramisquedo se observan sistemas de schlieren que

definen un bandeo composicional grosero por la alternancia de capas mas o menos ricas en micas, y en relación con esta zona bandeada se encuentran a muro de ella una serie de bolsadas y lentejones de pegmatitas. También en otra de estas canteras se ha encontrado un afloramiento de varios metros de una facies de grano algo más fino y más rica en micas que presenta unos contactos irregulares y desflecados con los granitos de la facies común.

En el extremo SE del macizo, en el techo del mismo, se encuentran masas de leucogranitos de dos micas heterogranulares, de grano medio a fino y con bolsadas y heterogeneidades pegmatíticas, que marcan el contacto con los gneises bandeados con glándulas.

La mineralogía principal de los granitos de la facies común consta de: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Los minerales accesorios más comunes son: apatito, circón, opacos y fluorita, encontrándose en alguna muestra posibles restos moscovitizados de sillimanita. Como minerales secundarios aparecen sericita, moscovita, clorita, opacos, esfena, epidota y feldespato potásico.

Las texturas son hipidiomórficas de grano grueso.

El cuarzo forma cristales grandes, aunque heterométricos, equidimensionales y alotriomorfos, que en algunos casos pueden tener límites automorfos frente al feldespato potásico. También puede encontrarse como inclusiones subredondeadas o subidiomorfos en el feldespato potásico y en la plagioclasa. Los cristales tienen extinción ondulante y en algunos casos presentan un cuarteamiento grosero, con límites irregulares entre los subgránulos. Puede contener alguna inclusión de biotita.

La plagioclasa aparece como cristales subidiomorfos con maclado polisintético y complejo que pueden tener zonado continuo u oscilatorio difuso y sericitización preferencial en los núcleos. Puede constituir algunos glomérulos en sinneusis. Los cristales de plagioclasa pueden desarrollar bordes albíticos o mirmequíticos en los contactos con el feldespato potásico. También se encuentra formando parches pertíticos y formando cordones de gránulos albíticos entre cristales de feldespato potásico. En algunos cristales de plagioclasa se encuentran crecimientos de placas de moscovita relativamente gruesas y con disposición geométrica.

El feldespato potásico forma cristales alotriomorfos o algo subidiomorfos y heterométricos. Tienen pertitas irregulares gruesas o en parches y presentan maclación en enrejado y de carlsbad. Los cristales mayores suelen contener frecuentes inclusiones poiquiliticas de cuarzo, biotita y plagioclasa. También se encuentra como individuos alotriomorfos intersticiales. Es frecuente que en los contactos entre distintos cristales de feldespato se encuentren cordones de gránulos gruesos de albita.

La biotita es poco abundante y aparece como cristales pequeños, subidiomorfos o alotriomorfos, de color castaño o castaño-rojizo y que con relativa frecuencia están parcialmente cloritizados, con formación de opacos y feldespato potásico interfoliar. Tienen inclusiones de apatito y de circón relativamente frecuentes. Puede formar intercrecimientos con moscovita, que también le sustituye parcialmente, pudiendo aparecer como relictos incluidos en algunas moscovitas. En algunas biotitas alteradas se encuentran inclusiones interfoliares de fluorita.

La moscovita forma placas alotriomorfas irregulares y de tamaños muy variables, que pueden ser intersticiales. Es frecuente encontrarla en asociación con biotita, con la que puede intercrecer o a la que puede sustituir total o parcialmente. También forma crecimientos de sustitución sobre la plagioclasa, a veces con disposición geométrica. Los cristales de moscovita desarrollan con frecuencia bordes corrosivos de aspecto fibroso en los contactos con el feldespato potásico y la plagioclasa. En algún agregado escamoso de placas de moscovita se ha observado la presencia de trazas aciculares que por su hábito podrían corresponder a restos de sillimanita.

El apatito aparece como cristales idiomorfos prismáticos de pequeño tamaño incluidos en biotita. Se encuentran algunos cristales algo más gruesos incluidos parcialmente en moscovita.

El circón forma prismas finos muy pequeños que se encuentran en general incluidos en biotita y rodeados por halos pleocroicos negruzcos.

La fluorita se encuentra como cristales alotriomorfos que constituyen lentículas entre las láminas de biotitas cloritizadas.

Los minerales opacos de origen primario son escasos y se encuentran como inclusiones subidiomorfas equidimensionales en algunas biotitas.

Los leucogranitos de grano fino tienen una mineralogía principal constituida por: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa ácida y moscovita. Los minerales accesorios son biotita, apatito, circón y fluorita, y los minerales secundarios más comunes son clorita y sericita.

Las texturas de estos leucogranitos son granudas finas, sacaroides, bastante alotriomórficas.

El cuarzo es bastante heterogranular, y los cristales son en su mayoría alotriomorfos, u ocasionalmente subidiomorfos frente al feldespato potásico. Tiene extinción ondulante.

La plagioclasa forma cristales alotriomorfos con maclado irregularmente definido, en ocasiones en damero. Están picoteados por sericita y presentan procesos de albitización heterogénea. Algunos individuos tienen sistemas de inclusiones finas de cuarzo que presentan un aspecto protográfico. Sobre algún cristal se encuentran crecimientos de gránulos de fluorita.

El feldespato potásico aparece como cristales alotriomorfos intersticiales, con maclado en enrejado irregularmente definido y no peritéticos o con perititas muy finas. Puede constituir algunos parches de sustitución sobre la plagioclasa.

La moscovita es la mica predominante. Forma cristales laminares irregulares que con frecuencia tienen bordes simplectitoides y corroen a los minerales con los que están en contacto. Pueden constituir crecimientos tardíos radiales, en abanico o escamosos que sustituyen a los feldespatos y a la biotita.

La biotita es escasa y forma láminas pequeñas con secciones aciculares o algún cristal subidiomorfo algo mayor. Tiene color castaño rojizo y contiene abundantes inclusiones de apatito y circón. está en general bastante cloritizada y moscovitizada.

El apatito puede encontrarse también como cristales alotriomorfos mas gruesos, fuera de las biotitas.

La fluorita se encuentra como pequeños gránulos que constituyen sustituciones sobre las plagioclasas.

Los procesos tardíos de moscovitización son muy importantes en estos leucogranitos.

Los enclaves son muy poco frecuentes y la mayoría de ellos son de tipo micáceo y corresponden a masas escamosas negruzcas, ricas en biotita y de escasos centímetros que suelen tener formas aplanadas. Ocasionalmente, en los afloramientos de la zona septentrional se ha encontrado algún enclave anguloso de tamaño centimétrico de ortogneises bandeados, y algunos otros de ortogneises glandulares en los granitos de las canteras de Pradorramisquedo y en los leucogranitos apicales del extremo SE del macizo.

Las manifestaciones filonianas son poco frecuentes y la mayoría corresponden a pequeños diques de aplita y bolsadas de pegmatitas. Estas rocas son en general muy félsicas y en ellas predomina la moscovita, no siendo rara la presencia de granate.

No se encuentra en estos granitos ningún tipo de orientación sistemática atribuible a la deformación o a flujo magmático.

Con carácter local y en zonas afectadas por fracturas pueden encontrarse venas de cuarzo, episienitizaciones y algunos procesos de greisinización de escasa importancia.

En cuanto a la posibilidad de recursos asociados a este macizo, existen una serie de canteras para la extracción de roca ornamental que en la actualidad están abandonadas. Las características estéticas y estructurales de estos granitos son buenas y no existen problemas importantes debidos a heterogeneidades, alteración o presencia de enclaves, siendo los únicos posibles problemas existentes los asociados a algunas directrices de diaclasado que pueden determinar particiones oblicuas que disminuyen el rendimiento de extracción de bloques.

5.3.4.5.- Macizo de Ladiaro

Es un macizo granítico que se encuentra en el extremo SW de la provincia de Zamora, aflorando en su mayoría en el borde N de la hoja N° 304 (Hermisende) del MTN a escala 1:50.000, aunque su extremo septentrional se localiza en el borde S de la hoja N° 266 (La Gudiña). Su afloramiento tiene una forma elíptica irregular con alargamiento N-S, con una longitud de unos 6 Km y una anchura máxima de 2 Km. Intruye en metasedimentos pelíticos (silúrico-devónicos) de grado medio-bajo, en los monzogranitos biotítico-moscovíticos porfídicos deformados de Manzalvos-Castromil y en los leucogranitos de dos micas de grano medio fino orientados de Castelo. En las filitas y metasamitas produce un metamorfismo de contacto que se manifiesta en un mosqueado en los materiales más pelíticos ocasionado por la blastesis de andalucita y

cordierita. En algunas pizarras ampelíticas se ha observado la presencia de fenoblastos de quistolita desorientados. También se observa la formación de fenoblastos de moscovita completamente discordantes con las estructuras regionales. Los fenoblastos de cordierita están totalmente retrogradados.

Los afloramientos son en general bastante buenos y los recubrimientos y alteraciones son poco importantes. Las formas asociadas corresponden a lanchares amplios y a berrocales con grandes bolos redondeados, bastante mayores que los que producen los granitoides porfídicos de Manzalvos-Castromil que forman parte de los materiales encajantes.

En el límite O del macizo, en la zona de contacto con los granitoides porfídicos de Manzalvos-Castromil se observan zonas en las que los granitos de Ladiaro incluyen masas de granitoides porfídicos heterogéneos con enclaves microgranudos estirados que posiblemente indican que la intrusión se ha producido en sobre unos materiales plutónicos no totalmente consolidados. También en la zona de contacto con los leucogranitos de Castelo se observan procesos de mezcla y disgregación que son propios de contactos plásticos entre magmas.

Los afloramientos son en general bastante buenos y los recubrimientos y alteraciones son poco importantes.

Las rocas que constituyen este macizo son granitos biotíticos con moscovita, de grano medio grueso (2-7 mm), porfídicos, con megacrystales de feldespato potásico y con el cuarzo formando cristales equidimensionales gruesos y muy bien individualizados. Los megacrystales tienen hábitos tabulares gruesos y sus longitudes oscilan entre 1 y 6 cm, si bien predominan en general los comprendidos entre 1.5-4 cm y se encuentran a distancias de 5 a 10 cm, aunque pueden encontrarse bandas o lentejones con el porfidismo más denso.

En las zonas próximas a los contactos se aprecia una mayor variación en el tamaño de los minerales de la matriz, con una ligera disminución en la granulometría y mayor heterogeneidad en el contenido en micas.

Los minerales principales de estos granitos son: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y moscovita. Los minerales accesorios son: apatito, circón, opacos, fluorita y posiblemente sillimanita. Como minerales secundarios se encuentran: moscovita, sericita, clorita, prehnita, opacos y esfena.

Las texturas son hipidiomórficas, porfídicas, de grano grueso, apreciándose en algunos casos una ligera orientación deformativa.

El cuarzo forma cristales alotriomorfos gruesos que presentan extinción ondulante y cuarteamiento, con límites irregulares entre los subgránulos. Con frecuencia contiene inclusiones aciculares muy finas, inidentificables.

La plagioclasa aparece como cristales subidiomorfos o alotriomorfos de tamaño muy variable. Están bien maclados y pueden tener zonación continua u oscilatoria difusa. También se encuentra como pequeños cristales incluidos en el feldespato potásico o formando cordones de gránulos albiticos en los contactos entre cristales de feldespato

potásico o en los límites del feldespato potásico con la plagioclasa, pudiendo estos últimos ser mirmequíticos. Puede estar afectada por moscovitizaciones relativamente importantes, que con frecuencia definen pautas geométricas o presentar parches de sustitución de microclina. También se observan moscovitizaciones irregulares en relación con los bordes de los cristales deformados. En algunas plagioclasas se observan acículas moscovíticas que por sus hábitos pueden corresponder a inclusiones de sillimanita moscovitizadas.

El feldespato potásico puede formar cristales heterométricos alotriomorfos o vagamente subidiomorfos, o grandes megacristales subidiomorfos, con los bordes engranados con el resto de los minerales. Tienen maclación de carlsbad y en enrejado, y los megacristales contienen frecuentes inclusiones poiquilíticas de biotita, plagioclasa y cuarzo. Son irregularmente peritéticos y pueden estar afectados por cuarteamientos y ligeras poligonizaciones. Puede estar algo moscovitizado, estando con frecuencia asociadas las moscovitizaciones a zonas deformadas.

La biotita forma cristales subidiomorfos o alotriomorfos, de color rojizo y con intenso punteado pleocroico negruzco, ocasionado por inclusiones de circón. También contiene inclusiones de apatito. Puede estar afectada por trituraciones y poligonización, constituyendo grupos procedentes de la fragmentación y recristalización de individuos mayores deformados. Es relativamente importante la moscovitización de la biotita, que puede constituir sustituciones marginales o discordantes. En relación con este proceso se forman con frecuencia pequeños gránulos de minerales opacos. Algunos cristales pueden estar algo flexionados.

La moscovita se encuentra con frecuencia como cristales alotriomorfos o subidiomorfos que pueden formar grupos policristalinos con la biotita, a la que sustituyen parcialmente, quedando restos de biotita en algunas biotitas. También puede formar cristales intersticiales poiquilíticos. En buena parte es de origen secundario, formándose a expensas de biotita, plagioclasa o feldespato potásico. Puede estar afectada en algunos casos por poligonizaciones, o formar cordones policristalinos de cristales de aspecto fibroso o plumoso que constituyen crecimientos en zonas deformadas o definen una profoliación. Los cristales tienen con frecuencia bordes irregulares o de reacción en contacto con el feldespato potásico o la plagioclasa. Ocasionalmente se encuentran trazas aciculares incluidas en alguna moscovita que pueden corresponder a restos de sillimanita.

El apatito forma prismas gruesos idiomorfos o subidiomorfos, agrietados y que pueden encontrarse incluidos en biotita o dispersos.

El circón se encuentra como pequeños cristales idiomorfos que constituyen inclusiones muy frecuentes en la biotita y están rodeados por halos pleocroicos negruzcos.

Los minerales opacos son pequeños y escasos. La mayoría están asociados a los procesos de moscovitización de la biotita.

La presencia de sillimanita es dudosa. Puede estar representada por pequeños prismas y fibras moscovitizadas e incluidas en plagioclasa, moscovita y feldespato potásico.

Los enclaves son muy escasos y solo se ha encontrado uno de aspecto microgranudo pero de composición ácida (granítico). También se encuentran algunos microenclaves micáceos de color negro, compuestos por agregados escamosos de biotita, que tienen tamaños milimétricos o de escasos centímetros y formas aplanadas o fusiformes irregulares. Ocasionalmente se encuentra algún enclave subredondeado de cuarzo masivo de tamaño centimétrico.

La orientación es en bastantes casos débil o inapreciable, aunque también se observan orientaciones predominantes de megacristales que pueden variar según los afloramientos, si bien las más frecuentes suelen oscilar entre N 145°E y N-S, con buzamientos elevados y en las zonas próximas al límite septentrional del macizo se aprecian orientaciones que tienden a paralelizarse a los contactos. Estas orientaciones son de flujo magmático y no se aprecian deformaciones minerales asociadas. También se observan ocasionalmente algunos schlieren biotíticos pero no son muy frecuentes.

5.3.4.6.- Macizo de La Rua

Este un macizo granítico está situado en la provincia de Orense, En la zona suroccidental de la hoja N° 190 (El Barco de Valdeorras), del MTN a E 1:50.000. Toma su nombre de la población de La Rua, situada junto al extremo NE del macizo.

La forma de su afloramiento es triangular, siendo difícil de estimar la forma real de la intrusión, debido a que su borde occidental está definido por una falla normal con buzamiento al O y dirección N-S a N 160°E, mientras que el borde oriental está definido por recubrimientos sedimentarios detríticos, terciarios y cuaternarios, con los que presenta localmente contactos mecánicos. La longitud del afloramiento es de unos 6 Km (eje N-S), con una anchura máxima de unos 3 Km, y tiene una extensión de 10-11 Km². En el extremo NO presenta un apéndice que está limitado por fracturas en el borde meridional y en el oriental. El contacto septentrional es de carácter intrusivo, y el granito corta a metasedimentos ordovícicos (Pizarras de Luarca, Cuarcita Armoricana y esquistos moscovíticos). La directriz del contacto es N 120°E, subconcordante con las direcciones hercínicas locales. Según los autores de la hoja MAGNA N° 190, produce una aureola de contacto que tiene una anchura aflorante de algo más de 1 Km, y afecta a los materiales ordovícicos y a la serie silúrico-devónica, que presentan un metamorfismo regional de bajo grado. Los efectos del metamorfismo de contacto se manifiestan en la blastesis de andalucita y biotita cuyos blastos son posteriores a las microestructuras principales asociables a la tectónica y al metamorfismo regional hercínico (incluyen a la esquistosidad de fase 2), no obstante, estos fenoblastos están afectados por una esquistosidad subhorizontal generalizada en esta zona y por aplastamientos más o menos intensos. Es posible que esta esquistosidad subhorizontal esté asociada a un accidente extensional con dirección subparalela a la del contacto N del macizo. De hecho, en la zona W del contacto septentrional, se encuentran materiales pizarrosos en los que se observan multitud de microlentejones de cuarzo concordantes con la esquistosidad principal (que es muy posiblemente S2), que está intensamente crenulada por la fase 3.

Los materiales más comunes de este macizo corresponden a granitos biotítico moscovíticos porfídicos, de grano medio-grueso y de color gris claro, pudiendo presentar localmente tintes algo rosáceos debido a procesos incipientes de episienitización.

La mineralogía principal consta de: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Como minerales accesorios se encuentran: moscovita, granate, circón, apatito, esfena y monacita. Los minerales secundarios son: clorita, sericita, moscovita y feldespato potásico.

Las texturas son hipidiomórficas de grano grueso con tendencia inequigranular o algo porfídica. En la mayoría de los casos, los granitos están afectados por deformación grosera frágil y microbrechificaciones, que están afectadas por moscovitizaciones cloritizaciones y carbonataciones, así como por diversos tipos de transformaciones hidrotermales y procesos de episienitización.

El cuarzo forma individuos alotriomorfos gruesos, cuarteados y con extinción ondulante, observándose en algunos casos la presencia de granulaciones finas entre los subgránulos. Puede tener fisuras rellenas por sericita. En algunos casos puede encontrarse cuarzo reticular grueso, relleno de grietas en plagioclasas.

La plagioclasa tiene hábitos subidiomorfos y los cristales presentan maclas polisintéticas que pueden presentar quebraduras y poligonización en mosaico; puede tener zonación oscilatoria difusa o continua y en algún caso constituye glomérulos en sinneusis. También aparece como individuos con menor idiomorfismo y desarrolla bordes ácidos y mirmequíticos gruesos y lobulados o forma agregados policristalinos albiticos en los contactos con el feldespato potásico. Puede contener inclusiones de granate. En algunos individuos se observan parches de sustitución por feldespato potásico y grietas con infiltraciones de este mineral. Puede estar afectada por deformación frágil, presentando cuarteamientos, quebrados de macla y maclaciones mecánicas.

El feldespato potásico forma cristales subidiomorfos o alotriomorfos. Es variablemente perítico, con peritas en parches o en venas irregulares gruesas; Tiene maclas en enrejado y de carlsbad. Con frecuencia contiene inclusiones poiquilíticas de plagioclasa y pequeños granates idiomorfos y puede presentar una cierta tendencia fenocristalina, formando cristales gruesos, vagamente subautomorfos. Es frecuente la presencia de alineaciones de gránulos gruesos de albita en los contactos entre distintos cristales de feldespato potásico. También se encuentra con relativa frecuencia feldespato potásico interfoliar en biotitas cloritizadas.

La biotita se encuentra como cristales subidiomorfos o alotriomorfos que tienen color castaño rojizo y pueden estar algo flexionados o presentar bordes triturados irregulares y con moscovitizaciones. Contiene frecuentes inclusiones pequeñas de circón con halo negro pleocroico; también contiene algunas inclusiones de apatito y de monacita, y en ocasiones de plagioclasa. Sobre ella pueden crecer pequeños cristales de moscovita, discordantes o interfoliares; con frecuencia, las moscovitizaciones son más intensas en las rocas más afectadas por la deformación frágil. También en estas rocas son más importantes los procesos de cloritización.

La moscovita se encuentra con frecuencia como crecimientos sobre biotita, plagioclasa y en menor proporción sobre feldespato potásico, en forma de cristales subidiomorfos o irregulares. También puede formar pequeños grupos policristalinos independientes o algunos intercrecimientos con biotita en los que la moscovita parece de aspecto

primario. Puede estar flexionada. Se encuentra siempre en proporciones subordinadas a las de la biotita, y es en su mayoría de origen tardi o post-magmático.

El granate aparece como frecuentes cristallitos idiomorfos que pueden estar incluidos en cuarzo, plagioclasa o feldespato potásico. En algunas de las rocas con deformación frágil más intensa está afectado por cloritizaciones, sericitizaciones y carbonataciones.

La monacita se encuentra en general como inclusiones en la biotita que suelen ser más gruesas que las de circón, al que en algún caso incluye parcialmente. Está rodeada por halos pleocroicos.

El apatito suele encontrarse como inclusiones prismáticas pequeñas en la biotita, que no son abundantes. También se encuentra algún cristal más grueso incluido en la plagioclasa.

El circón aparece como pequeños cristales idiomorfos incluidos en la biotita, rodeados por halos pleocroicos negruzcos. También se encuentran algunos cristales zonados más gruesos.

La esfena se encuentra como pequeñas inclusiones idiomorfas o subidiomorfas en algunas moscovitas o en cuarzo. También aparece asociada a biotitas degradadas.

En algunos granitos afectados por rotura frágil-dúctil, se desarrollan importantes procesos de sericitización y moscovitización de la plagioclasa y de cloritización y moscovitización de la biotita, observándose poligonizaciones groseras y deformaciones del cuarzo y la plagioclasa y deformaciones y trituraciones de la biotita acompañadas de fuertes degradaciones de la misma.

Se aprecian con frecuencia procesos de alteración hidrotermal bastante intensos en las zonas más afectadas por la fracturación. En relación con ellos se producen albitizaciones, cloritizaciones, moscovitizaciones, silicificaciones y carbonataciones. En estas rocas se produce una albitización del feldespato potásico a favor de sistemas de fisuras reticuladas; en algunos casos se observan acumulaciones de opacos muy finos en las grietas de este mineral. También se producen trituraciones finísimas del cuarzo en planos de rotura de los cristales y cuarteamientos y poligonizaciones muy importantes de la plagioclasa, acompañados de albitizaciones e infiltraciones de feldespato potásico en las fisuras. Otras transformaciones importantes están representadas por la moscovitización casi total de la biotita y el granate, a las que se asocia una considerable generación de opacos. En algunas de estas rocas se observan estructuras de fracturación y microbrechificación que pueden estar relacionados con procesos de transporte gaseoso violento asociados a episenitizaciones.

Puede incluir algunos xenolitos de los metasedimentos encajantes, de tamaños centimétricos a métricos, en zonas próximas al contacto septentrional, y ocasionalmente contiene algunos pequeños enclaves micáceos.

Los materiales filonianos asociados a este plutón están representados principalmente por aplitas y pegmatitas que pueden contener turmalina, granates y en ocasiones sulfuros. Los filones aplíticos son de pequeñas dimensiones, y según los autores de la hoja MAGNA N° 190 tienen direcciones dominantes N-S y buzamientos al O.

Con respecto a los recursos minerales, en este granito se encuentran diversas canteras para la obtención de bloques de mampostería y sillares para uso local. No se conocen indicios mineros asociados con este macizo.

5.3.5.- GRANITOIDES TARDÍOS EPIZONALES DE LA ZAOL

5.3.5.1.- Macizo de Ponferrada

Se sitúa en la provincia de León, unos 2 Km al NE de la población de Ponferrada, en el extremo centro-oriental de la hoja del MTN escala 1: 50.000 N° 158 (Ponferrada). Constituye el plutón más meridional del grupo de granitos peraluminicos de la banda Boal-Los Ancares.

Geológicamente, se sitúa en el límite entre el dominio del Navia-Alto Sil y el dominio del Manto de Mondoñedo. La zona donde aflora está ocupada en su casi totalidad por sedimentos Terciarios de la cuenca del Duero, que recubren la mayor parte del contacto y la parte central del área ocupada por el granito. Sólo se conservan algunos retazos aislados de materiales paleozoicos, en las inmediaciones del plutón, de la Formación Agüeira y a la Serie de los Cabos.

La forma cartográfica del plutón es groseramente circular, con un eje mayor de unos 4 Km orientado E-O. La superficie total de afloramiento es de aproximadamente 10 Km². Los contactos con los materiales encajantes son netos y tienen buzamientos altos. En la parte N del plutón el granito se indenta en los metasedimentos encajantes a través de diques aplíticos de potencias métricas. En algunos puntos de la parte N existe una zonación textural en las proximidades del contacto, pasándose progresivamente de aplitas a granitos aplíticos y granitos de grano fino-medio no porfídicos. Estos últimos presentan en ocasiones schlieren biotíticos con buzamientos de $\approx 30^\circ$ hacia el contacto, que ocasionalmente presentan pliegues decimétricos (Leduc, 1978).

Desde el punto vista litológico, está formado mayoritariamente por granitos de dos micas con las siguientes variaciones texturales:

- i) Granitos de grano grueso-medio. Ocupan la parte meridional del plutón y aparecen como masas irregulares de dimensiones variables en el sector N. Presentan texturas porfídicas, en las que el tamaño de los megacristales oscila entre ≈ 2 y 5 cm. Existen variaciones notables del y la abundancia de megacristales y del tamaño de grano medio.
- ii) Granito de grano medio-fino. Ocupa la mayor parte de la zona NNO del plutón. Las texturas varían entre ligeramente porfídicas con megacristales de tamaño generalmente inferior a 2 cm (transicionales con los granitos de tipo i) y heterogranulares hipidiomórficas.

Los granitoides de las facies (i) y (ii) se clasifican como mozogranitos.

- iii) Además de los dos tipos anteriores, existen abundantes filones de aplitas granatíferas, que afloran mayoritariamente en la parte N del plutón.

El plutón de Ponferrada tienen una estructura zonal similar a la del plutón de Ancares (situado en el MAGNA a escala 1:200.000 de Cangas de Narcea), caracterizada por una

disposición de las facies menos diferenciadas y de tamaño de grano más grueso en la mitad SSE del plutón, mientras que los granitos de grano medio fino ocupan el sector NNO, y las aplitas son especialmente abundantes en el extremo N.

Contiene abundantes enclaves de rocas metasedimentarias con texturas corneánicas, cuyos tamaños van de centimétricos a métricos. Están formados esencialmente por biotita y cuarzo. Además pueden contener cordierita, andalucita, moscovita, y feldespato potásico. No se ha observado la presencia de enclaves de origen ígneo.

Presenta una fábrica magmática de baja intensidad definida por la orientación de micas y megacristales de feldespato. La foliación magmática presenta una orientación groseramente concordante con los contactos del plutón y buzamientos subverticales. El carácter aparentemente concéntrico de la foliación magmática, sugiere que el plutón representa un pulso intrusivo único. Sin embargo, la falta de datos en la zona de contacto entre las dos facies principales (recubierta por sedimentos terciarios), no permite confirmarlo.

El plutón corta netamente a la esquistosidad regional en los contactos N y S. En el contacto E la esquistosidad hace una ligera inflexión en las proximidades del cuerpo intrusivo, que podría ser debida a un empuje lateral del plutón en dirección E-O, o a un apretamiento tardío.

Las facies graníticas que forman el plutón muestran características mineralógicas y texturales muy semejantes por lo que se tratan conjuntamente, haciendo mención a las características específicas de cada facies sólo cuando sea requerido por el caso.

La textura es hipidiomórfica heterogranular, con un tamaño de grano que oscila entre grueso y medio-fino según las facies. Se observan evidencias de deformación frágil, tal como extinción ondularnte del cuarzo y algunas flexiones en micas, que son tardías respecto al emplazamiento del plutón. Las micas muestran una cierta tendencia a formar agregados, lo que en algunos casos confiere a la textura un aspecto heterogéneo.

Como fases esenciales contiene: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita. Los minerales accesorios son: granate, cordierita, andalucita, sillimanita, turmalina, apatito, circón, monacita, xenotima, thorita, arsenopirita, columbita-tantalita, y posiblemente uraninita. Suárez (1970a, b) también cita la presencia de dumortierita y berilo. Los minerales secundarios más comunes son sericita-moscovita y pinnita. La fluorita se forma en algunos casos como producto de alteración de la plagioclasa.

Cuarzo. Aparece como cristales alotriomórficos de tamaño comprendido entre $\approx 0,51$ -1 mm y 1 cm. Presenta extinción ondulante y en ocasiones un aspecto ligeramente cataclástico. Contiene inclusiones de micas, plagioclasa y accesorios. A su vez, el cuarzo aparece incluido en feldespato potásico y plagioclasa y , más raramente, en las micas.

Feldespato potásico. El feldespato potásico aparece como cristales alotriomórficos-subidiomórficos, de tamaño comprendido entre varios mm y ≈ 5 cm, que generalmente no presentan maclas. Las pertitas son muy abundantes, tratándose de tipos “string” o “rod” finos y más raramente de tipo “patch”.

Los cristales de feldespato presentan numerosas inclusiones de plagioclasa, cuarzo, micas y accesorios. En la parte interna de los cristales son más abundantes las inclusiones de biotita y plagioclasa cálcica, mientras que hacia el borde de los cristales predominan las inclusiones de cuarzo y plagioclasa sódica. Existe una pequeña proporción de cristales alotriomórficos de feldespato potásico intersticial, que no presentan maclas ni pertitas y contienen muy escasas inclusiones.

Plagioclasa. Aparece como cristales generalmente subidiomórficos con tamaños comprendidos entre < 0,5 mm y 4-5 mm. Los fenómenos de sinneusis son relativamente frecuentes. En ocasiones se observan bordes mirmequíticos en contacto con el feldespato potásico. Los cristales de plagioclasa contienen escasas inclusiones de cuarzo, accesorios y raramente biotita. A su vez, los cristales de plagioclasa aparecen frecuentemente incluidos en megacristales de feldespato potásico y menos frecuentemente en cristales de cuarzo. La alteración es moderada, más intensa en los núcleos de los cristales con zonado concéntrico normal. Otros cristales presentan zonados irregulares o parcheados en los que pueden estar ausentes los bordes albíticos.

Biotita. La biotita aparece como cristales alotriomórficos-subidiomórficos con tamaños que oscilar entre $\approx 0,5$ y 2 mm. Excepcionalmente aparecen cristales de tamaño superior a 3 mm. Aparece frecuentemente en agregados micáceos, asociada a la moscovita. Contiene abundantes inclusiones de minerales accesorios que frecuentemente producen halos pleocroicos. A su vez, la biotita aparece incluida en cuarzo, feldespato potásico y moscovita.

Moscovita. La moscovita en el plutón de Ponferrada, se presenta bajo diferentes hábitos texturales:

i) Cristales con apariencia textural primaria. Cristales alotriomórficos-subidiomórficos de moscovita con tamaño del orden de 1 mm y bordes netos. Sólo se han observado en los granitos de grano fino y aplitas. Son muy pobres en inclusiones.

ii) Cristales con apariencia textural secundaria:

Cristales alotriomórficos-subidiomórficos de tamaño inferior a 0,5-0,7 mm asociados a biotita o feldespatos. Estos cristales presentan generalmente bordes muy irregulares. Pueden contener inclusiones de biotita, cuarzo y accesorios.

Agregados de cristales subidiomórficos con tamaño comprendido entre 0,2 y 0,5 mm, que generalmente no contienen inclusiones. Este tipo, junto con el anterior, son los predominantes en la facies de grano grueso porfídica.

Cristales alotriomórficos con tamaño comprendido entre 0,7 y 1,5 mm que engloban cuarzo y feldespatos, presentando en ocasiones texturas esqueléticas. Este tipo se observa en granitos de grano medio-fino y aplitas y, más raramente, en los granitos de grano medio-grueso.

Cristales o agregados de pequeños cristales asociados con andalucita.

Granate. El granate está presente en todas las facies del plutón de Ponferrada. Es poco abundante en la facies de grano grueso-medio, y su abundancia aumenta en los granitos de grano medio-fino y en las aplitas hasta alcanzar el 1% modal. Según del Santo (1992) es posible diferenciar tres variedades texturales de granate:

- i) Cristales de granate de contorno subidiomórfico-alotriomórfico con tamaños que oscilar entre 0,5 y 1 mm. Presentan inclusiones de cuarzo y en ocasiones textura esquelética.
- ii) Granates con hábito que varía entre redondeado e idiomórfico y tamaño entre 0,2 y 1mm. No contienen inclusiones y suelen presentar fracturas.
- iii) Cristales subidiomórficos-alomórficos de pequeño tamaño (< 0,5 mm). Generalmente no presentan inclusiones ni fracturas y suelen estar incluidos en cuarzo y feldespatos. Son los más ricos Mn.

Andalucita. El granito de Ponferrada presenta pequeñas cantidades de andalucita, que aparece bajo dos tipos texturales:

- i) Cristales aislados, generalmente subidiomórficos con tamaño comprendido entre 0,2 y 0,7 mm. A veces presentan un zonado óptico muy marcado.
- ii) Asociaciones de pequeños cristales alotriomórficos (nidos) asociados con moscovita y o sillimanita. Estos agregados son especialmente abundantes en las zonas de contacto entre xenolitos corneánicos y granito, por lo que posiblemente este tipo textural andalucita tenga un origen xenolítico.

Los cristales de mayor tamaño y hábito subidiomórfico podrían tener un origen magmático o un recrecimiento en equilibrio con el magma (Fernández Catuxo, 1990).

Sillimanita. Es mucho menos abundante que la andalucita. Generalmente se presenta con hábito fibroso y, más raramente como pequeños cristales de hábito prismático-acicular. Con frecuencia aparece asociada a los agregados de andalucita de tipo (ii), por lo que posiblemente tenga un origen xenolítico.

Cordierita. Aparece en cantidades muy variables (0 al 3% modal). Se presenta con diferentes hábitos texturales (Suárez 1970a):

- i) Pseudomorfos micáceos de hábito prismático en los que la cordierita se encuentra reemplazada por una masa de pinnita y clorita
- ii) Cristales alotriomórficos parcialmente englobados en micas.
- iii) Cristales subidiomórficos de hasta aprox. 1 cm.

Turmalina. La turmalina es relativamente abundante en el plutón de Ponferrada, alcanzando en ocasiones un $\approx 0,5\%$ modal. Aparece como cristales de color verdoso amarillento de hábito subidiomórfico y frecuentemente esquelético, con tamaños inferiores a 1 mm. Crece sobre la biotita y sobre el feldespato potásico o plagioclasa desarrollando en ocasiones texturas esqueléticas.

Apatito. El apatito es abundante en todas las facies. Aparece como cristales alotriomórficos-subidiomórficos con tamaño muy variable, desde 10-20 mm hasta 0,8 mm. Aparece incluido en cuarzo, feldespatos y micas. A su vez contiene inclusiones de circón y monacita y presenta intercrecimientos complejos con la segunda.

Circón. El circón aparece como cristales subidiomórficos de tamaño comprendido entre 10 y 40 mm incluidos en cuarzo, feldespatos, micas, apatito y granate. Aparece con

frecuencia asociado a la xenotima y a la monacita. En un caso, se ha observado la presencia de una corona discontinua de thorita sobre un cristal idiomórfico de circón.

Monacita. La monacita es muy abundante en el plutón de Ponferrada. Aparece como cristales alotriomórficos-subidiomórficos con tamaños comprendidos entre < 10 y $50 \mu\text{m}$. La monacita se encuentra incluida en las fases esenciales y en el apatito, con el que en ocasiones presenta intercrecimientos complejos.

Xenotima. La xenotima aparece en todas las facies del plutón, pero la relación xenotima/monacita aumenta en las facies diferenciadas. Aparece como cristales alotriomórficos-subidiomórficos de tamaño comprendido entre < 10 y $50 \mu\text{m}$. La xenotima se encuentra incluida en feldespatos, cuarzo y micas, y aparece frecuentemente asociada con circón.

Columbita.- Tantalita. Se ha observado su presencia sólo en las facies diferenciadas. Aparece como cristales alotriomórficos de tamaño inferior a $10 \mu\text{m}$ que suelen estar incluidos en cuarzo.

Arsenopirita. Sólo se ha observado su presencia en dos ocasiones. Aparece como cristales de tamaño inferior $10 \mu\text{m}$ incluidos en cuarzo.

5.3.5.2.- Macizo de Cadafresnas

Se localiza al S-SO de la localidad de Cadafresnas en la hoja a escala 1: 50.000 nº 157 (Oencia). Geológicamente aflora al O de la Banda Boal-Los Ancares, dentro del Dominio del Manto de Mondoñedo. Este granito fue citado por Mallada (1895) y descrito por Suárez (1970) y posteriormente ha desaparecido prácticamente de las cartografías existentes. Se trata de un cuerpo intrusivo de unos 4 Km^2 , de forma irregular ligeramente alargada en dirección E-O con digitaciones, a veces concordantes, en los materiales encajantes y desplazado por fallas de dirección NNE-SSO. Este cuerpo lleva asociado diques de pórfidos graníticos y felsitas que afloran siguiendo una dirección NO-SE, uno de los cuales tiene un recorrido de unos 15 km, y diques de cuarzo de carácter hidrotermal que presentan mineralizaciones de wolframio, sulfuros (calcopirita y pirita) y desarrollo de turmalina acicular (Suárez, 1970).

Intruye en pizarras y calizas de la formación Cándana (Cámbrico Inferior) en las que desarrolla metamorfismo de contacto. Las pizarras presentan aspecto mosqueado o noduloso y según Arias (comunicación personal) en contacto con las calizas del miembro inferior de la formación Cándana desarrolla un skarn piroxénico que presenta mineralizaciones de scheelita-bornita. Las pizarras presentan textura lepidoblástica marcada por la orientación paralela de micas y cristales elongados de cuarzo. Al microscopio los nódulos se distinguen del resto de la roca por la ausencia de biotita y predominio de clorita y moscovita; en algunos casos se desarrollan blastos de moscovita de mayor tamaño y disposiciones oblicuas respecto a la orientación dominante en la roca. Según Suárez (1970) las asociaciones mineralógicas que presentan son:

Cuarzo-Biotita-Clorita-Óxidos de Fe

Cuarzo-Biotita-Clorita-Moscovita-(Andalucita ¿?)

Cuarzo-Clorita-Moscovita

El cuerpo principal está constituido por granitos y leucogranitos moscovítico-biotíticos que presentan variaciones tanto en el tamaño de grano como en su aspecto textural. El tamaño de grano es medio-grueso destacando en tamaño agregados de cuarzo redondeados (< 6 mm) y cristales idiomorfos de biotita que le dan un cierto aspecto “ala de mosca”. La relación moscovita/biotita varía entre 1.2 - 3.2. Por zonas puede presentar fenocristales esporádicos de feldespato potásico de color rosado de unos 2 cm de tamaño o algo superior. El plutón está afectado por una intensa alteración que da lugar a procesos de greisificación y presenta zonas tectonizadas ricas en venas de cuarzo.

Las apófisis y diques asociados, corresponden a: 1- pórfidos graníticos y leucograníticos, biotítico-moscovíticos o moscovíticos, en los que pueden destacar grandes cristales de moscovita (> 1 cm) y agregados biotítico-cloríticos que llevan asociado granate; es frecuente que desarrollen bordes felsíticos. 2- Pórfidos con mesostasis felsítica en los que destacan cuarzos redondeados de tamaño variable y micas idiomorfos, a veces ricos en moscovita, y bordes exentos de fenocristales. Suárez (1970) cita la existencia de diques de esmeraldita (sector SO) constituidos por cuarzo, moscovita, apatito, óxidos de hierro, topacio y granate.

Tanto en el cuerpo principal como en las apófisis y diques es común la presencia de granates de muy escaso tamaño. Además el plutón contiene algunos xenolitos micáceos, de textura granoblástica y bordes lepidoblásticos ricos en cuarzo y biotita, con abundantes circones, moscovita, opacos y granate, así como pseudomorfo clorítico-moscovíticos ± biotita ± granate, que probablemente sustituyen a cordierita (Suárez, 1970; Fernández Suárez, 1994).

Petrográficamente el cuerpo principal es de grano medio-grueso, textura hipidiomórfica-alotriomórfica inequigranular y débil tendencia porfídica por el desarrollo de fenocristales de feldespato potásico. Los procesos de trituración en zonas tectonizadas dan lugar a un marcado aspecto porfídico, debido a la formación de agregados de pequeño tamaño de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. Los minerales esenciales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita. Como accesorios se observan granate, opacos, circón, monacita y apatito, y como secundarios clorita, sericita, feldespato potásico, óxidos de hierro y leucoxeno.

El *cuarzo* desarrolla una gran diversidad de tamaños y muestra tendencia a formar agregados de morfología esférica. Presenta extinción ondulante y en mosaico. También constituye cristales de carácter intersticial.

Las *plagioclasas*, también en cristales de diverso tamaño desarrolla hábitos subhedrales o anhedrales; suele estar maclada y puede mostrar zonados concéntricos continuos u oscilantes. Presenta diferentes grados de alteración sericítica y desarrollo de bordes mirmequíticos en contacto con feldespato potásico. Además se encuentra como agregados de albita postmagmática en el contacto entre feldespatos potásicos.

El *feldespato potásico* aparece en cristales o agregados de tamaño similar o inferior a las plagioclasas, en cristales anhedrales de carácter intersticial o como fenocristales anhedrales o subhedrales, a veces maclados carlsbad y pertíticos, que engloban cuarzo, plagioclasa y granate.

La *biotita*, casi ausente en las variedades leucograníticas, aparece en cristales aislados o formando agregados de pocos individuos. Es de color marrón o castaño, hábito subautomorfo e incluye circón, monacita y más raramente granate. Puede estar intercrecida con moscovita y en algunos se encuentra totalmente cloritizada. La *moscovita* aparece en cristales o agregados de tamaño similar o superior al de la biotita, con hábito subautomorfo. Ambas pueden mostrar extinción ondulante y kink bands.

El *granate*, de formas redondeadas o hexagonales, es escaso y de muy pequeño tamaño; se encuentra a veces en agregados incluido en cuarzo, feldespato potásico y biotita y puede estar parcialmente transformado a agregados de clorita o clorita-moscovita. Además aparece en cristales de mayor tamaño asociado a agregados de clorita-moscovita, correspondientes quizás a pseudomorfos de cordierita (¿?).

Otros accesorios son, escasos circones generalmente euhedrales y bipiramidados, opacos parcialmente transformados a leucoxeno y según Suárez (1970) limonita de hábito cúbico que probablemente reemplaza pirritas.

Por lo que respecta a los diques y apófisis, varían de granitos y leucogranitos a pórfidos y felsitas que muestran una composición mineralógica comparable al granito, del que se diferencian por desarrollar texturas porfídicas más o menos acentuadas y diferente tamaño de grano de la mesostasis, desde granuda de grano fino a felsítica, a veces fluidal. Muestran abundantes fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo, con morfologías volcánicas, \pm biotita \pm moscovita. También destacan agregados de estos minerales que parecen verdaderos fragmentos del granito central. En la mesostasis felsítica Suárez (1970) cita la presencia de topacio.

CHANDOIRO (Conjunto granítico de Chandoiro).

Se trata de un sistema complejo de cuerpos graníticos que se localiza en la provincia de Orense, entre el límite de las hojas N° 190 (El Barco de Valdeorras) y N° 228 (Viana del Bollo), del MTN e. 1:50.000, en la zona occidental de las mismas y toma su nombre de la aldea de Chandoiro que se encuentra en el borde W del mismo. Constituye una serie de láminas y apófisis de tamaño variable que intruye en gneises glandulares del Grupo del "Ollo de Sapo", cuyos afloramientos se concentran en una extensión de unos 12 Km². El extremo septentrional del complejo está recubierto por sedimentos detríticos continentales terciarios, el borde meridional lo marca la intrusión del macizo de Veiga, el contacto occidental con los metasedimentos epizonales ordovícicos es de carácter mecánico y está definido por la Falla de Chandoiro y el límite oriental es de carácter intrusivo y corresponde al contacto con los gneises "Ollo de Sapo". Estos gneises no presentan características texturales ni mineralógicas que puedan interpretarse como inducidas por la intrusión de los granitoides estudiados, lo que es posiblemente debido al grado metamórfico regional, a su mineralogía y a la intensa deformación y recristalización que afecta a los granitoides y a los materiales encajantes. El relieve asociado a los afloramientos de este conjunto granítico es muy abrupto y está determinado por el profundo encajamiento del Río Xares, pero el contraste morfológico de los granitoides con los gneises es prácticamente inapreciable, debido a las

características de los materiales encajantes y a la fuerte deformación de los materiales plutónicos.

Los materiales más representativos de este conjunto corresponden a granitos y leucogranitos de dos micas, heterogéneos, de grano medio o heterogranulares, de colores grises claros o blanquecinos, y con frecuentes lentejones o venas pegmatíticas. El contenido en micas y la proporción entre biotita y moscovita es bastante variable. Estos granitoides están fuertemente deformados y con frecuencia presentan aspecto gneísico planar o plano-linear, con foliaciones cuyas directrices varían en la mayoría de los casos entre N-S y N-140°-E con buzamientos de componente al W. Estas deformaciones están en gran parte asociadas al funcionamiento de la falla normal de Chandoiro, que eleva el bloque oriental en el que se encuentra este complejo, pero también se observan deformaciones asociadas a desgarres, habiéndose observado localmente planos de cizalla dextral N-150° a 165°-E subverticales con lineaciones de estiramiento N-150° a 165°-E / 10° a 20°-NO.

La mineralogía principal consta de: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita. Los minerales accesorios son: apatito, opacos, granate, circón y sillimanita. Como minerales secundarios se encuentran: clorita, sericita, opacos y rutilo.

Las texturas son con frecuencia alotriomórficas con intensa orientación deformativa y recristalización, no siendo raro encontrar granitoides blastomiloníticos. También se encuentran variedades porfidoclásticas u oftalmíticas, con abundante matriz triturada, recristalizada y foliada, y tipos porfídicos, con fenocristales bien contrastados frente a una matriz de grano fino, con intensa deformación.

El cuarzo forma cristales alotriomorfos, de tamaño heterogéneo, que tienen fuerte cuarteamiento y poligonización en gránulos con límites irregulares o suturados. Tiene extinción ondulante y estiramiento de los cristales originales. En algún caso se encuentran individuos subredondeados o elipsoidales, con golfos de corrosión, también estirados y poligonizados. En ocasiones se observa la presencia de alineaciones de cristales de cuarzo muy finos que marcan los límites de los subgránulos de mayor tamaño. En algunas muestras muy deformadas, se encuentran cuarzos acintados o muy estirados, fragmentados en microgránulos con límites suturados y elongación coincidente con la del cristal deformado.

La plagioclasa aparece como cristales alotriomorfos, maclados y con importante cuarteamiento y poligonización, que a veces determina la formación de agregados policristalinos en mosaico. También puede formar conjuntos triturados-granoblásticos junto con el feldespato potásico, en los que se observan sustituciones complejas entre ambos. Los cristales de mayor tamaño presentan en general roturas irregulares y no es raro observar infiltraciones de feldespato potásico a favor de sus grietas. Puede presentar distorsión y quebrado de las maclas. En algunos granitoides se encuentra como fenocristales subidiomorfos, que están transformados en porfidoclastos con rotura variable, en ocasiones segmentados. En ocasiones se aprecian muy claramente procesos de rotura cristalina sin-plutónica, observándose densas redes de infiltración de feldespato potásico en dominios constituidos por una base de gránulos de plagioclasa triturada. Con relativa frecuencia contiene inclusiones de apatitos aciculares muy finos. Puede estar afectada por sericitizaciones y por moscovitizaciones geométricas.

El feldespato potásico forma cristales alotriomorfos, intersticiales, muy poligonizados. En buena parte se observa que ha sufrido movilizaciones e infiltraciones en procesos de deformación sin-plutónicos. Tiene maclación en enrejado muy generalizada. Una gran proporción de este mineral está formando parte de la matriz rota y recristalizada de estos granitoides, junto con la plagioclasa y el cuarzo. Puede tener algunas pertitas finas o en parches muy pequeños. En ocasiones se encuentra algún proto-fenocristal o porfidoclasto, algo subautomorfo y con inclusiones poiquilíticas de plagioclasa. Estos proto-fenocristales tienen a veces maclas de carlsbad y sus bordes están engranados con la matriz. Puede contener alguna inclusión subidiomorfa o redondeada de cuarzo, y también incluye acículas de apatito y algunas acículas y prismas finos de sillimanita moscovitizada.

La biotita es menos abundante que la moscovita y aparece como cristales subidiomorfos o irregulares, de pequeño tamaño y de color castaño rojizo. Puede estar intercrecida con moscovita, que le sustituye parcial o totalmente, formando agregados policristalinos foliares y está variablemente moscovitizada. Está afectada por poligonizaciones y por trituraciones, siendo estas últimas más importantes en los granitoides más deformados por la Falla de Chandroiro. En esta zona, la biotita está también más cloritizada y desestabilizada. Puede contener algunas inclusiones puntiformes de circón con halos pleocroicos negruzcos.

La moscovita forma cristales subidiomorfos o alotriomorfos, que con frecuencia constituyen grupos foliares orientados con la biotita. Está bastante poligonizada y buena parte de las flexiones están transformadas en arcos poligonales; no obstante, puede estar afectada por flexiones y puede aparecer como cristales fusiformes o sigmoidales, con los bordes triturados y deshilachados. Los cristales de moscovita tienen con frecuencia bordes irregulares, de aspecto simplectitoide en contacto con el feldespato potásico. Puede encontrarse también como sustituciones geométricas o irregulares sobre las plagioclasas. No es raro que incluya restos de biotita, a la que sustituye. En la zona más próxima a la Falla de Chandroiro, son más importantes las evidencias de deformación más frágil, como las trituraciones y las flexiones. En esta zona puede formar agregados planares muy finos, de aspecto fibroso, que se asocian a planos de máxima deformación.

El apatito puede ser bastante escaso en algunas muestras, y suele encontrarse como pequeños cristales prismáticos asociados a los agregados micáceos. En algunos granitoides forma abundantes acículas muy finas y pequeñas, incluidas en la plagioclasa y en el feldespato potásico. En otros casos forma cristales subidiomorfos, relativamente gruesos, agrietados y ocasionalmente desmembrados. Ocasionalmente contiene pequeñas inclusiones de circón.

El circón es en general escaso y puede encontrarse como alguna inclusión idiomorfa, muy pequeña, en la biotita o en el apatito. También se encuentran algunos pequeños cristales dispersos en zonas de trituración de micas.

El granate se encuentra en algunos leucogranitos como cristales idiomorfos o subidiomorfos, que pueden contener inclusiones de cuarzo. Los cristales tienen tamaños intermedios, y suelen estar bastante frescos.

Los minerales opacos son escasos, y aparecen como cristales alotriomorfos dispersos. Con frecuencia son de carácter secundario y están asociados a la moscovitización o cloritización de la biotita.

Los granitoides constituyen en general láminas o cuerpos tabulares paraconcordantes con las estructuras principales de los materiales gneísicos encajantes e incluyen enclaves y megaenclaves de los mismos. La actividad filoniana asociada está representada fundamentalmente por venas de pegmatitas, leucogranitos de grano fino y en menor proporción de cuarzo deformadas coherentemente con el conjunto plutónico.

Estos granitoides corresponden a los granitos de dos micas sincinemáticos o anteriores a la 2ª fase hercínica (según el esquema tectónico entonces vigente) descritos en la memoria de la hoja MAGNA N° 228 (Viana del Bollo) y a los granitos alcalinos para autóctonos de la hoja MAGNA N° 190 (El Barco de Valdeorras).

5.4.- ROCAS FILONIANAS

5.4.1.- DIQUES DE CUARZO

Este tipo de diques son muy frecuentes y van asociados con todas las intrusiones graníticas, siempre como últimos representantes de las manifestaciones filonianas, es decir, cortando a los otros diques aplíticos y pegmatíticos. En general, presentan potencias pequeñas, que van desde los pocos centímetros hasta 1 metro. Además de estos diques, hay que resaltar una serie de haces de diques que tienen cierta importancia.

Dentro de la hoja de Oencia (157), se encuentra un haz de diques de cuarzo asociados al plutón de Cadafresnas. Tienen una potencia de 3 a 12 metros, con una gran continuidad longitudinal. Son diques que tienen una dirección N 35°-45°E, verticales o con fuerte buzamiento hacia el E. Esta dirección es la misma que presenta la intensa fracturación que se puede ver por toda la zona. A escala de afloramiento, estos diques dan lugar a resaltes topográficos, incluso cuando la roca sólo está silicificada. Los diques de cuarzo lechoso presentan zonas mineralizadas (wolframio) que han sido objeto de explotación, como es en el Pico de Seo.

En la hoja de La Baña (229), en su parte occidental, en el río de Meladas, se encuentra un potente dique de cuarzo, cuya disposición es casi subhorizontal (ver Diap. de campo 11-16).

Otros diques de cuarzo a resaltar, son los que se encuentran asociados a la “Falla de Chandoiro”, marcando el techo de dicha estructura extensional. En general, son cuarzoes lechosos, blanquecinos, con una potencia que oscila entre 3 a 7 metros. Estos diques de cuarzo son explotados en la localidad de Villavieja (Orense). Algunas zonas de estos diques tienen rejuegos frágiles, dando lugar a cataclasitas fácilmente identificables en el campo.

5.4.2.- DIQUES DE PÓRFIDOS

5.4.3.- DIQUES DE DIABASAS

El haz de diques de diabasas más importante dentro de esta Hoja, a escala 1:200.000 de Ponferrada, se encuentra en la parte occidental de la Hoja de Oencia (157).

Los diques tienen una dirección generalizada de N 30°E, verticales a subverticales con gran continuidad longitudinal y potencia muy variable, desde 1 metro hasta 15 metros. Son rocas de color verde-amarillento, moteadas, no foliadas. Presentan disyunción en bolas, paralelepípedicas o columnar.

5.5.- GEOQUÍMICA

6.- HISTORIA GEOLÓGICA

7.- GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1.- MINERÍA Y YACIMIENTOS

7.2.- CANTERAS

7.3.- HIDROGEOLOGÍA

8.- BIBLIOGRAFÍA

ABATI, J.; DUNNING, G.R.; ARENAS, R.; GONZÁLEZ CUADRA, P.; DÍAZ GARCÍA, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y ANDOANEGUI, P. (2000): U-Pb dating in the uppermost unit of the Ordenes Complex: a terrane with a polyorogenic evolution in the NW Iberian Massif. En: Variscan-Appalachian dynamics: the building of the Upper Paleozoic basement. Basement Tectonics 15, A Coruña, España, Program and Abstracts: 29-30.

ABRIL HURTADO, J. (1979): Mapa y memoria de la Hoja nº 157 (Oencia), del Mapa Geológico de España (MAGNA) a escala 1:50.000, 2ª serie. IGME, Madrid.

ABRIL HURTADO, J.; PLIEGO DONES, D. Y RUBIO NAVAS, J. (1982): Mapa y memoria de la Hoja nº 191 (Silván), del Mapa Geológico de España (MAGNA) a escala 1:50.000, 2ª serie. IGME, Madrid.

ALLER, J. y BASTIDA, F. (1996): Geology of the Ollo de Sapo antiform unit to the South of the Cabo Ortegual Complex (NW Spain). *Rev. Soc. Geol. de España*, 9 (3-4): 183-195.

ALMELA, A. y VALLE DE LERSUNDI, J. del (1963): Estudio geológico de la zona de Ponferrada-Tremor de Abajo. *Brevoria Geologica Asturica*, 7, pp. 2-26.

ANTHONIOZ, P.M. y FERRAGNE, A. (1969): Réflexions sur la nature et la position stratigraphique de quelques formations doéillées dans le NO de la Péninsule Ibérique. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 269: 138-141.

APALATEGUI ISASA, O. Y ABRIL HURTADO, J. (1979): Mapa y memoria de la Hoja nº 190 (El Barco de Valdeorras), del Mapa Geológico de España (MAGNA) a escala 1:50.000, 2ª serie. IGME, Madrid.

APARICIO, A. y GARCÍA CACHO, L. (1970): Estudio Geológico de la zona metamórfica de Honrubia, Sistema Central Español. *Est. Geol.*, 26: 297-325.

APARICIO, A., GARCÍA CACHO, L. y PEINADO, M. (1975): Sobre la petrogénesis de las formaciones glandulares del Sistema Central. *Bol. Geol. Min.*, 82: 416-427.

ARANGUREN, A.; CUEVAS, J. y TUBÍA, J.M. (1996): Composite magnetic fabrics from S-C milonites. *Journal of Structural Geology*, 18 (7): 863-869.

ARANGUREN, A. y TUBÍA, J.M. (1994): Características estructurales y modelo de emplazamiento del plutón de Guitiriz (Galicia). *Rev. Soc. Geol. de España*, 7 (1-2): 63-73.

ARCE, J.M y MONTESERÍN LÓPEZ, V. (1981): Mapa y memoria de la Hoja nº 306 (Villardecervos), del Mapa Geológico de España (MAGNA) a escala 1:50.000, 2ª serie. IGME, Madrid.

ARCI, A.A. (1978): Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, 44: 173-184.

ARENAS, R.; FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GIL IBARGUCHI, J.I.; GONZÁLEZ LODERO, F.; KLEIN, E.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; ORTEGA, E.; de PABLO MACIA, J.G.; PEINADO, M. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1988): Características geológicas y significado de los dominios que componen la Zona de Galicia-Tras-os-Montes. Simposio sobre Cinturones Orogénicos. II Congreso Geológico de España. Simposio sobre: Cinturones orogénicos. SGE, Granada: 75-84.

ARIAS, D.; FARIAS, P. y MARCOS, A. (2000): Structure and stratigraphic sequence of the Viana do Bolo-A Gudiña Area: implications on the stratigraphic position of the Ollo de Sapo Formation (Ollo de Sapo Antiform, NW Spain). En: Variscan-Appalachian dynamics: the building of the Upper Paleozoic basement. *Basement Tectonics* 15, A Coruña, España, Program and Abstracts: 199-201.

ASHWORTH, J.R. (1985): *Migmatites*. Blackie, Glasgow & London.

ATHERTON, M.P.; ATKIN, B.P. y NAGGAR, M.H. (1974): Kyanite in the Hercynian metamorphic rocks of the Oporto-Viseu belt, North Portugal. *Geol. en Mijnb.*, 53: 189-192.

AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; HACAR RODRÍGUEZ, M.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y PÉREZ-ESTAÚN, A. (1992): Estratigrafía y estructura del Paleozoico en el Dominio del Olo de Sapo. En: J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra y I. Rábano (Eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Universidad de Extremadura: 469-483.

BALDWIN, C.T. (1978): A comparasion of the stratigraphy and depositional processes in the Cambro-Ordovician rocks of the Cantabrian and West Asturian-Leonese zones, NW Spain. En: M. Julivert *et al.* (eds.). *Geología de la parte Norte del Macizo Ibérico* (Tomo homenaje I. Parga Pondal). Ed. Castro, La Coruña, pp. 43-70.

BARD, J.P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, PH. y RIBEIRO, A. (1972): Le Précambrien de la Méséta Ibérique. *Notes & M. Serv. Géol. Maroc*, 236: 315-335.

BARRERA MORATE, J.L.; FARIAS ARQUER, P.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARQUÍNEZ GARCÍA, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., OLMO SANZ, A. y PABLO MACIA, J.G. de (1989): Mapa y memoria de la hoja 17-27 (Ourense-Verin) del Mapa Geológico de España a escala 1:200.000, IGME, Madrid.

BARROIS, Ch. (1882): Recherches sur les terrenes anciens des Asturies et de la Galice. *Mém. Soc. Géol. Nord*, T. II, n° 1, 630 p.

BARROS LORENZO, J.C. y LOMBARDERO BARCELO, M. (1988): Estudio Geológico-Minero del Permiso de Investigación "Santuario II", N° 4.504 (Orense). Mapa y Memoria Geológica. (Informe inédito).

BARROW, G.M. (1893): On an intrusion of muscovite biotite gneiss en the SE Highlands of Scotland and its accompanying metamorphism. *Quarterly Journal of the Geological Society London*, 49: 330-58.

BASTIDA, F.; ALLER, J. y FERNÁNDEZ VIEJO, G. (1993): The structure of the Olo de Sapo antiformal in the Cantabrian coast (NW Spain). *Rev. Soc. Geol. de España*, 6: 93-103.

BASTIDA, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y PULGAR, J.A. (1986): Structural, metamorphic and magmatic history of the Mondoñedo Nappe (Hercynian Belt, NW Spain). *Journal of Structural Geology*, 8: 415-430.

BASTIDA, F. y PULGAR, J.A. (1978): La estructura del Manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (Costa Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 10: 75-124.

BEETSMA, J.J. (1995): *The late Proterozoic/Paleozoic and Hercynian crustal evolution of the Iberian Massif, N Portugal, as traced by geochemistry and Sr-Nd-Pb isotope systematics of pre-Hercynian terrigenous sediments and Hercynian granitoids.*

PhD Thesis Doctoral, Vrije Universiteit, Netherlands Research School of Sedimentary Geology (NSG), publication n° 941108. Amsterdam, 223 p.

BISCHOFF, L.; LENZ, H.; MÜLLER, P. y SCHMIDT, K. (1978): Geochimische und geochronologische untersuchungen an metavulkaniten und orthogneisen der östlichen Sierra de Guadarrama (Spanien). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, 410: 470-478.

BISCHOFF, L.; SCHÄFER, G.; SCHMIDT, K y WALTER, R. (1973): Zur geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentralspanien). *Münstercher Forschungen zur Geologie und Paläontologie*, 28: 27-30.

BRUN, J.P.; SOKOUTIS, D. y VAN DER DRIESSCHE, J. (1994): Analogue modeling of detachment faults systems and core complex. *Geology*, 22: 319-322.

BURG, J.P.; VAN DER DRIESSCHE, J. y BRUN, J.P. (1994 a): Syn- to post-thickening extension: mode and consequences. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 319, serie II: 1019-1032.

BURG, J.P.; VAN DER DRIESSCHE, J. y BRUN, J.P. (1994 b): Syn- to post-thickening extension in the Variscan Belt of Western Europe: Modes and structural consequences. *Géologie de la France*, 3: 33-51.

CAPDEVILA, R. (1969): *Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galece Nord-orientale (NW de l'Espagne)*. Tesis Doctoral, Universidad de Montpellier, 430 p.

CAPOTE, R. (1983): El Precámbrico de la Zona Centro ibérica y su borde oriental. *IGME. Libro Jubilar de J.M. Ríos. Geología de España*. Tomo I: 81.

CAPOTE, R. y FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1975): Las series anteordovícicas del Sistema Central. *Boletín Geol. Min.*, 86:581-596.

CHAYES, F. (1955): Potash Feldspar as a by-product of the biotite chlorite transformation. *Journal of Geology*, 63: 75-82.

COKE, C.; PIRES, C.A.C.; SÁ, A.A. y RIBEIRO, A. (1999): The transition Cambrian/Ordovician in the Central Iberian Zone of the Tras-os-Montes Region (NE Portugal); the acid volcanism as stratigraphic correlation element. XV Reunión de Geología del Oeste Peninsular-International Meeting on Cadomian Orogens, Badajoz, 1007-1008.

CONEY, P.J. y HARMS, T.A. (1984): Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extension of Mesozoic compression. *Geology*, 12: 550-554.

CORTAZAR, D. (1884): Datos geológicos de la provincia de Zamora. *Bol. Com. Map. Geol.*, 1: 291-297.

DAVIS, G.H. (1980): Structural characteristics of metamorphic complexes. En: M.D.Jr. Crittenden, P.J. Coney and G.H.Davis (Editors). Cordilleran Metamorphic Core Complex. *Journal Geol. Society of Amer.*, 153: 79-129.

DEL SANTO, G. (1992). El granate en las facies leucograníticas del plutón de Ponferrada (NO de España). Tesis de Licenciatura, Univ. de Oviedo.

DÍAZ GARCÍA, F. (1997): La estructura de los gneises Ollo de Sapo en el sector costero de Barquero-Vivero, Cordillera Varisca, NW de España. *Rev. Soc. Geol. de España*, 10 (3-4): 249-263.

DÍAZ GARCÍA, F. (1999): Structural evidences for a pre-Variscan tectonothermal event in the Central Iberian Zone. Variscan Belt, NW Spain. XV Reunión de Geología del Oeste Peninsular-International Meeting on Cadomian Orogens, Badajoz, 99-103.

DÍAZ GARCÍA, F. (2000): The Barquero Igneous Complex (Ollo de Sapo); A record of Upper Ordovician to Lower Silurian plutonism, vulcanism, metamorphism and extension in the Gondwana Margin, Variscan Belt, NW Spain. En: Variscan-Appalachian dynamics: the building of the Upper Paleozoic basement. *Basement Tectonics* 15, A Coruña, España, Program and Abstracts: 215-218.

DÍEZ BALDA, M.A.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y AYARZA ARRIBAS, P. (1995): Syn-collisional extensional collapse parallel to the orogenic trend in a domain of steep tectonics: the Salamanca Detachment Zone (Central Iberian Zone, Spain). *Journal of Structural Geology*, 17 (2): 163-182.

DÍEZ BALDA, M.A.; VEGAS, R. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1990): Central Iberian Zone, Autochthonous Sequences. 2: Structure. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Eds.: R.D. Dallmeyer y E. Martínez García, Springer-Verlag: 172-188.

DOUKHAN, J.C. y TREPIED, L. (1985): Plastic deformation of quartz single crystal. *Bull. Mineral.* 108: 97-123.

EKLUND, O. y SHEBANOV, A.D. (1999): The origin of rapakivi texture by sub-isothermal decompression. *Precambrian Research*, 95 (1-2): 129-146.

ESCUDE R VIRUETE, J. (1995): *Evolución tectonotermal del Domo gneísico del Torres, Salamanca, NO del Macizo Ibérico. Implicaciones para la historia compresional y extensional de la Zona Centroibérica*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 341 p.

ESCUDE R VIRUETE, J. (1999): *Evolución tectonotermal del Domo gneísico del Torres, Salamanca, NO del Macizo Ibérico. Implicaciones para la historia compresional y extensional de la Zona Centroibérica*. O Castro, Lab. Xeol. De Laxe. Área de Xeoloxía e Minería do Seminario de Estudos Galegos. Serie NOVA TERRA, nº 15, 386 p.

ESCUDE R VIRUETE, J., ARENAS, R. Y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1995): Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension in the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain). *Tectonophysics*, 238: 117-138.

ESTEVEZ GONZÁLEZ, C. Y ARCE DUARTE, J.M. (1979): Mapa y memoria de la Hoja nº 269 (Arrabalde), del Mapa Geológico de España (MAGNA) a escala 1:50.000, 2ª serie. IGME, Madrid.

ETHERIDGE, M.A. y VERNON, R.H. (1981): A deformed polymictic conglomerate—the influence of grain size and composition on the mechanism and rate of deformation. *Tectonophysics*, 79: 237-254.

FARIAS, P. (1990): *La geología de la región del Sinforme de Verín (Cordillera Herciniana, NW de España)*. O Castro, Lab. Xeol. De Laxe. Área de Xeoloxía e Minería do Seminario de Estudos Galegos. Serie NOVA TERRA, nº 2, 201 p.

FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARQUÍNEZ, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; de PABLO MACIA, J.G. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. (1987): Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central, *Mem. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciencias do Porto*, n. 1: 411-413.

FERNÁNDEZ CATUXO, J. (1990). *Los polimorfos de Al₂SiO₅ en rocas graníticas: Características petrográficas y geoquímicas*. Seminario de Investigación, Dpto. de Geología, Univ. de Oviedo.

FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1974): Significado geotectónico de la formación Gneises de La Morcuera. *Stud. Geol. Salamanca*, 7: 87-106.

FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1976): *Estudio meso y microtectónico de la zona de tránsito paleozoico-metamórfica de Somosierra (Sistema Central, España)*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense Madrid, 305 p.

FERNÁNDEZ SUÁREZ, J. (1994). *Petrología de los granitos peraluminicos y metamorfismo de la banda Boal-Los Ancares*. Tesis Doctoral inédita, Departamento de Geología, Univ. de Oviedo, 418 pp.

FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J.; GUTIÉRREZ ALONSO, G.; JENNER, G.A. y TUBRETT, M.N. (1999): Crustal sources in lower Palaeozoic rocks from laser ablation I-Pb ages of detrital zircons. *Journal of the Geological Society*, London, 156: 1065-1068.

FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J.; GUTIÉRREZ ALONSO, G.; JENNER, G.A. y TUBRETT, M.N. (2000): New ideas on the Proterozoic-Early Palaeozoic Evolution of NW Iberia: insights from U-Pb detrital zircon ages. *Precambrian Research*, 102: 185-206.

FERRAGNE, A. (1972): *Le Précambien et le Paléozoïque de la province D'Orense (Nord-Ouest de l'Espagne): stratigraphie, tectonique, métamorphisme*. Tesis Doctoral, Universidad de Bordeaux I, 249 p.

FUSTER, J.M. y De PEDRO, F. (1954a): Estudio geológico del borde meridional de la Sierra de Guadarrama entre Torrelodones y Valdemorillo. *Not. y Com. IGME*, 35: 43-70.

FUSTER, J.M. y De PEDRO, F. (1954b): Estudio geológico del macizo metamórfico de Abantos (Sierra de Guadarrama). *Not. y Com. IGME*, 36:51-74.

FUSTER, J.M. y De PEDRO, F. (1955): Geología del valle superior del río Eresma (Sierra de Guadarrama). *Not. y Com. IGME*, 39:51-82.

GARCÍA CACHO, L. (1973): *Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesiva en el sector oriental del Sistema Central Español*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense, Madrid.

GEBAUER, D. (1993): Intra-grain zircon dating within the Iberian Massif: Ollo de Sapo augengneiss, bimodal gneisses from the massif de Guillerics (Girona), Graywacke of the Tentudia group (Serie Negra, SW, Spain) and the HP/HT-rock association at Cabo Ortegal (Galicia). *XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*, p.: 41-46.

GEBAUER, D.; MARTÍNEZ GARCÍA, E y HEPBURN, J.C. (1993): Geodynamic significance, age and origin of the Ollo de Sapo augengneis (NW Iberian Massif, Spain). *Boston GSA annual meeting, abstracts with programs*, p. 342.

GONZÁLEZ CLAVIJO, E.J. (1997): *La geología del sinforme de Alcañices, Oeste de Zamora*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, 330 p.

GONZÁLEZ GONZÁLEZ, J.C.; MONTESERÍN LÓPEZ, V. y ARCE, J.M. (1981): Mapa y memoria de la Hoja nº 268 (Molezuelas de la Carballeda), del Mapa Geológico de España (MAGNA) a escala 1:50.000, 2ª serie. IGME, Madrid.

GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1980): *Estudio geológico y estructural de la terminación de la Sierra del Guadarrama (Sistema Central Español)*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, 334 p.

GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1981a): Posición de las series infraordovícicas en el extremo oriental del Sistema Central y su correlación. *Cuadernos del Lab. Xeol. Laxe*, 2: 125-134.

GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1981b): La estructura del anticlinorio del Ollo de Sapo, en la región de Hiendelaencina (extremo oriental del Sistema Central Español). *Cuad. Geol. Ibérica*, 7: 535-545.

GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1983): La estructura del antiforme del Ollo de Sapo. En: Libro Jubilar J.M. Ríos, Geología de España. Tomo I. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 408-420.

GONZÁLEZ LODEIRO, F.; HERNÁNDEZ URROZ, J.; KLEIN, E.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y PABLO MACIA, J.G. de (1982): Mapa y memoria de la Hoja nº 8 (Lugo), del Mapa Geológico de España a escala 1:200.000. IGME, Madrid.

GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; MACAYA, J. y ALVÁREZ, F.(1988): Sobre la estructura del Antiforme de El Cardoso y el Sinforme de Majaelrayo y su relación con la Falla de la Berzosa. *Geogaceta*, 4: 11-13.

GUTIÉRREZ-MARCO, J.C.; ARAMBURU, C.; ARBIZU, M.; BERNÁNDEZ, E.; HACAR RODRÍGUEZ, M.P.; MÉNDEZ-BEDIA, I.; MONTESINOS LÓPEZ, R.; RÁBANO, I.; TRUYOLS, J. y VILLAS, E. (1999): Revisión bioestratigráfica de las pizarras del Ordovícico Medio en el noroeste de España (zonas Cantábrica, Asturoccidental-Leonesa y Centroibérica septentrional). *Acta Geologica Hispanica*, v.34, nº 1, pp. 3-83.

HAMMANN, W.; ROBARDET, M.; ROMANO, M.; GIL CID, M.D.; GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; HERRANZ, P.; MARCOS, A.; MARTÍN, J.; PELAEZ, J.R.; PÉREZ-ESTAÚN, A.; PRIETO, M.; RÁBANO, I.; SAN JOSÉ, M.A.; TRUYOLS, J.; VEGAS, R.; VILAS, L. VILLAS, E. y VILLENA, J. (1982). The Ordovician System in Southwestern Europe (France, Spain and Portugal), IUGS, Publ. 11: 1-47.

HEIM, R.C. (1952): *Metamorphism in the Sierra de Guadarrama*. Tesis Doctoral, Univ. Utrecht.

HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1922): Hierros de Galicia. *Mem. Inst. Geol. Min. España*. 1: 1-483.

HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1924): Informe sobre la impermeabilidad del pantano de Bárcena y Posada en el río Sil. *Boletín Geológico del Instituto Geológico de España*, 45, pp. 233-250.

HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. y HERNÁNDEZ SAMPELAYO, A. (1951): Mapa y memoria de la Hoja nº 158 (Ponferrada), del Mapa Geológico de España (MAGNA) a escala 1:50.000, 1ª serie. IGME, Madrid.

HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. y HERNÁNDEZ SAMPELAYO, A. (1952): Mapa y memoria de la Hoja nº 159 (Bembibre), del Mapa Geológico de España (MAGNA) a escala 1:50.000, 1ª serie. IGME, Madrid.

HERNÁNDEZ URROZ, J. y DIVAR RODRÍGUEZ, J. (1976): Mapa y memoria de la Hoja nº 73 (Castroverde), del Mapa Geológico de España (MAGNA) a escala 1:50.000, 2ª serie. IGME, Madrid.

HODGES, K.V.; WALKE, J.D. y WERNICKE, B.P. (1987): Footwall structural evolution of tucki Mountain detachment system, Death Valley region southeastern California. En: M.P. Coward, J.E., Dewey y P.L. Hancock (Editores). *Continental Extensional Tectonics. Geol. Soc. London, Spec. Publs.*, 28:203-221.

IGLESIAS PONCE DE LEÓN, M. y CHOUKROUNE, P. (1980): Shear zones in the Iberian Arc. *Journal of Structural Geology*, 2 (1-2): 63-68.

IGLESIAS PONCE DE LEÓN, M. y RIBEIRO, A. (1981): Position stratigraphique de la formation "Ollo de Sapo" dans la région de Zamora (Espagne)-Miranda do Douro (Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 67 (2): 141-146.

IGLESIAS PONCE DE LEÓN, M. y VAREA, R. (1982): Mapa y memoria de la Hoja nº 228 (Viana del Bollo), del Mapa Geológico de España (MAGNA) a escala 1:50.000, 2ª serie. IGME, Madrid.

KRETZ, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. *Amer. Mineral.*, 68: 277-279.

LANCELOT, J.R.; ALLEGRET, A. y IGLESIAS PONCE DE LEÓN, M. (1985): Outline of Upper Precambrian and Lower Paleozoic evolution of the Iberian Península according to U-Pb dating of zircons. *Earth and Planetary Science Letter*. 74: 325-337.

LEDUC L. (1978). *Le district de Ponferrada (León, NW del'Espagne) et ses gisements de tungstene*. Tesis Doctoral, Univ. Paris 6.

LOESCHKE, W.H.J. y ZEIDLER, L. (1982): Early Paleozoic sills in the Cantabrian Mountains (Spain) and their geotectonic environment. *Neues Jahrb. Geol. Palaontol. Monatsch* 7: 419-439.

LOTZE, F. (1929): Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Abh. Ges. Wiss. Gottingen, math phys. Kl. N. F., 14: Beitr. Geol. West. Meditarrangebiet*, 3: 320 p.

LOTZE, F. (1958): Zur Stratigraphie des spanischen kambriums. *Geologie*, 7, pp. 727-750.

MARCOS, A. (1970): Sobre la presencia de un flysch del Ordovícico superior en el occidente de Asturias. *Brevoria Geologica Asturica*, 14, p. 13-28.

MATTE, Ph. (1968): La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Geol. Alpine*, 44, pp.1-127.

MACAYA, J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y ÁLVAREZ, F. (1991): Continuous deformation, ductile thrusting and backfolding of cover and basement in the Sierra de Guadarrama, Hercinian orogen of central Spain. *Tectonophysics*, 191: 291-309.

MACPHERSON, J. (1883): Sucesión estratigráfica de los terrenos arcaicos de España. *An. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 12: 341-378.

MALLADA, L. (1895). *Explicación del Mapa Geológico de España*, T. I. Mem. Com. Mapa Geol. De España.

MARCOS, A. (1971a): Las deformaciones hercynianas en el Occidente de Asturias: la segunda fase de deformación y su extensión en el NW de la Península. *Breviora Geológica Astúrica*, XV(1): 2-6.

MARCOS, A.(1971b): Cabalgamientos y estructuras menores asociadas originadas en el transcurso de una nueva fase hercyniana de deformación en el Occidente de Asturias (NW de España). *Breviora Geológica Astúrica*, XV(4): 59-64.

MARCOS, A. (1973): Las series del Paleozoico Inferior y la estructura herciniana del Occidente de Asturias (NW de España), *Trabajos de Geología*, 6: 1-113.

MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1985): Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la Zona Asturoccidental-Leonesa). *Corpus Geol. Gallaeciae* (2ª serie), 2, 291 p.

MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; ARENAS, R.; DÍAZ GARCÍA, F.; RUBIO PASCUAL, F.J.; ABATI, J. y MARQUÍNEZ, J. (1996): Variscan exhumation of a subducted Paleozoic continental margin: The basal units of the Ordenes Complex, Galicia, NW Spain. *Tectonics*, 15 (1): 106-121.

MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; AYARZA ARRIBAS, P.; PULGAR, J.A.; PÉREZ-ESTAÚN, S.; GALLART, J.; MARCOS, A.; BASTIDA, F.; ALVAREZ-MARRÓN, J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; ALLER, J.; DAÑOBEITIA, J.J.; BANDA, E.; CÓRDOBA, D. y COMAS, M.C. (1995): Results from the ESCIN-3.3 marine deep seismic profile along the Cantabrian continental margin. *Rev. Soc. Geol. España*, v. 8(4).

MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; HACAR RODRÍGUEZ, M.P.; VILLAR ALONSO, P.; PÉREZ-ESTAÚN, A. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1992): Lower Paleozoic extensional tectonics in the limits between the WestAsturian-Leonese and Central Iberian Zones of the Variscan Fold Belt in NW Spain. *Geol. Rundschau*, 81 (2): 545-560.

MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, F.J. (1974): "Estudio del área metamórfica y granítica de los Arribes del Duero (Provincias de Salamanca y Zamora)". Tesis Doctoral. Univ. Salamanca, 286 págs. Publ. en: *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 7: 3-141.

MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1969): Nota sobre la posición del Olo de Sapo en las provincias de Zamora y Orense. *Com. Serv. Geol. Portugal*, T. LIII: 37-42.

MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1971): *Esquema geológico del Noroeste de la provincia de Zamora*. I Congreso Hispano-Luso Amer. Geol. Econ., Sec. I, T I: 273-286, Madrid.

MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1973): Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria (Provincia de Zamora, León y Orense, Noroeste de España). *Stydia Geológica Salmanticensia*, V: 7-106.

MARTÍNEZ GARCÍA, E. y CORRETGE, G. (1970): Nota sobre la serie metamórfica de Porto-Villavieja (Prov. De Zamora-Orense). *Stydia Geológica Salmanticensia*, 1: 47-58.

MARTÍNEZ GARCÍA, E. y PLOGMANN, H. (1983): Mapa y memoria de la Hoja nº 267 (Puebla de Sanabria), del Mapa Geológico de España (MAGNA) a escala 1:50.000, 2ª serie. IGME, Madrid.

MARTÍNEZ GARCÍA, E. y QUIROGA, J.L. (1993): Estructura de la antiformal del Olo de Sapo en el sector de Sanabria - Alcañices (Zamora, Orense, NW de España). *Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe*, 18: 27-35.

MATAS, J. (1982): Mapa y memoria de la Hoja nº 230 (Castrocontrigo), del Mapa Geológico de España (MAGNA) a escala 1:50.000, 2ª serie. IGME, Madrid.

MATAS GONZÁLEZ, J.; ORVIZ CASTRO, F. Y VELANDO MUÑOZ, F. (1981) Mapa y memoria de la Hoja nº 192 (Lucillo), del Mapa Geológico de España (MAGNA) a escala 1:50.000, 2ª serie. IGME, Madrid.

MATHER, J.D. (1970): The biotite isograd and the lower greenschist and facies in the Dalradian rocks of Scotland. *Journal of Petrology*, 11: 253-75.

MATTE, Ph. (1968): *La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)*. Trab. Lab. Geol. Univ. Grenoble, 44: 153-281.

McLELLAN, E.L. (1988): Migmatite structures in the Central Gneiss Complex, Boca de Quadra, Alaska. *Journal Metamorphic Geol.*, 6: 517-542.

McPHIE, J.; DOYLE, M. y ALLEN, R. (1993): Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. CODES, Universidad de Tasmania, 196 p.

MEIRELES, C.; RIBEIRO, A. y PEREIRA, E. (1995): Contribuição para o conhecimento de litoestratigrafía e tectónica do Paleozoico a Norte de Bragança, Memórias N.º. 4, Univ. Porto-Museu e Laboratório Min. e Geol., pp. 349-353.

MEHNERT, K.R. (1968): *Migmatites and the Origin of Granitic Rocks*. Amsterdam, Elsevier.

MORAL CRESPO, J. DEL; LÓPEZ-PRADO TEIXEIRA, J. Y ARCE DUARTE, J.M. (1979): Mapa y memoria de la Hoja nº 266 (La Gudiña), del Mapa Geológico de España (MAGNA) a escala 1:50.000, 2ª serie. IGME, Madrid.

NAVIDAD, M. (1978): Las series glandulares “Ollo de Sapo” en los sectores nord-occidental y centro-oriental del Macizo Ibérico. *Estudios geológicos*, 34: 511-528.

NAVIDAD, M. (1979): Las series glandulares del sector central del Macizo Ibérico (Guadarrama centro-occidental). *Estudios geológicos*, 35: 31-48.

NAVIDAD, M. y PEINADO, M. (1977): Facies vulcano-sedimentarias en el Guadarrama central (Sistema Central Español). *Studia Geológica*, XII: 137-159.

NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y CASILLAS, R. (1992): El magmatismo prehercínico del Centro Peninsular (Sistema Central Español). En: *Paleozoico Inferior de Ibero-América*. Eds.: J.G. Gutiérrez Marco, J. Saavedra y I. Rábano. Univ. de Extremadura, p.: 485-494.

NISSEN, H.U. (1959): Deformation und kristallisation in Nordwest Spanischen küstengebirge bei Vivero, Diss. Math. Natur. Fak. n., Univ. Munster, 221 p.

OEN ING SOEN (1970): Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal. *Boletín Geológico y Minero de España*, 81: 271-298.

ORD, A. y HOBBS, B. (1986): Experimental control of the water weakening effect in quartz. En: *Mineral and Rock Deformation, Laboratory Studies-The Paterson Volume*. Eds.: Hobbs, B.E. y Heard, H.C. Am. Geophys. Un. Geophys. Monogr. 36: 51-72.

ORTEGA, L.A.; ARANGUREN, A.; MENÉNDEZ, M. y GIL IBARGUCHI, J.I. (2000): Petrogenesis, age and emplacement of the late-hercinian Veiga granite (Ollo de Sapo Antiform, Northwestern Spain). En: *Variscan-Appalachian dynamics: the building of the Upper Paleozoic basement*. Basement Tectonics 15, A Coruña, España, Program and Abstracts: 271-272.

ORTEGA, L.A.; CARRACEDO, M.; LARREA, F.J. y GIL IBARGUCHI, J.I. (1996): Geochemistry and tectonic environment of volcanosedimentary rocks from the Ollo de Sapo formation (Iberian Massif, Spain). D. Demaiffe (Eds). *Petrology and Geochemistry of magmatic suites of rocks in the continental and oceanic crusts. A volume dedicated to Professor Jean Michot*. Université Libre de Bruxelles. Royal Museum for Central Africa (Tervuren), p.: 277-290.

ORTEGA, L.A.; PIN, C.; MENÉNDEZ, M. y GIL IBARGUCHI, J.I. (2000): Nd-Sr isotopic characteristics of the Ollo de Sapo gneisses and constraints on the continental crust formation in the Central Iberian Domain (NW Spain). En: *Variscan-Appalachian dynamics: the building of the Upper Paleozoic basement*. Basement Tectonics 15, A Coruña, España, Program and Abstracts: p.: 269-270.

PARGA PONDAL, I. (1960): Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia. *Not. Coms. Inst. Geol. Min. Esp.*, 59: 33-358.

PARGA PONDAL, I.; MATTE, Ph. y CAPDEVILA, R. (1964): Introduction a la geologie de l'Ollo de Sapo, formation, porphyroïde antesilurienne du Nord-ouest de l'Espagne. *Not. Com. Inst. Geol. España*, 76: 119-153.

PASSCHIER, C. y SIMPSON, C. (1986): Porphyroclast system as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, 8: 831-843.

PÉREZ-ESTAÚN, A. (1978): Estratigrafía y estructura de la rama Sur de la Zona Asturoccidental-Leonesa, *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 92: 1-150.

PÉREZ-ESTAÚN, A. (1974): La sucesión ordovícica en el dominio del Alto Sil (Zona Asturoccidental-leonesa). *Brevoria Geologica Asturica*, 18, pp-53-57.

PÉREZ-ESTAÚN, A. (1978): Estratigrafía y estructura de la rama Sur de la Zona Asturoccidental-Leonesa. Memoria del Instituto Geológico y Minero de España, T. 92, 149 p.

PÉREZ-ESTAÚN, A.; GUZMÁN DEL PINO, J.L. Y VELANDO, F. (1982): Mapa y memoria de la Hoja nº 158 (Ponferrada), del Mapa Geológico de España (MAGNA) a escala 1:50.000, 2ª serie. IGME, Madrid.

PÉREZ-ESTAÚN, A. y MARCOS, A. (1981): La Formación Agüeira en el sinclinorio de Vega de Espinareda: aproximación al modelo de sedimentación durante el

Ordovícico superior en la zona Asturoccidental-Leonesa (NW de España). *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, 11, p. 135-145.

PILLOLA, G.L. y GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (1988): Graptolites du Tremadoc du Sud-ouest de la Sardaigne (Italie). *Géobios*, 21(5): 553-565.

PRADO, C. Del (1864): Descripción física y geológica de la provincia de Madrid. Junta General de Estadística, 209 p.

PUIG y LARRAZ, G. (1883): Descripción física u geológica de la provincia de Zamora. *Mem. Com. Mapa Geol.*, Madrid, 448 p.

QUIROGA DE LA VEGA, J.L. (1981): *Estudio geológico del paleozoico del W de Zamora (Alba y Aliste)*. Tesis doctoral, Universidad de Oviedo, 210 p.

RIBEIRO, A. (1970): Position structurale des Massifs de Morais et Bragança (Tras-os-Montes), *Com. Serv. Geol. Portugal*, 104: 115-130.

RIBEIRO, A. (1974): Contribution à l'étude tectonique de Tras-os-Montes Occidental. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 24: 1-168.

RIEMER, W. (1963): Entwicklung des Palaeozoikums in der sudlichen provinz Lugo (Spanien). *N. Jb. Geol. Palaont.*, 117: 273-285.

RIEMER, W. (1966): Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia. *Not. Com. IGME*, 81: 7-20.

RIES, A.C. y SHACKLETON, R.M. (1971): Catazonal complexes of North-West Spain and North Portugal, remnants of a Hercynian Thrust Plate, *Nature (Physical Science)*, v. 234, n. 47: 65-79.

ROEL, J. (1994): Las rocas albiticas (albititas) del Norte de Lugo y Asturias (Zona Asturoccidental leonesa). *Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe*, 19: 347-378.

ROMÁN BERDIEL, M.T. (1995): *Mecanismos d'intrusion des granites supracrustaux. Modèles analogiques et exemples naturels*. Tesis Doctoral, Universidad de Rennes. *Memories de Geosciences-Rennes*, n° 62. 258 p.

ROMÁN BERDIEL, M.T.; CASAS SAINZ, A.M. y PUEYO MORER, E.L. (1997): Estructuras extensionales tardías en la granodiorita de Veiga (Arco Hercínico de Galicia). *Geogaceta*, 22: 193-196.

ROMÁN BERDIEL, M.T.; PUEYO MORER, E.L. y CASAS SAINZ, A.M. (1995): Granite emplacement during contemporary shortening and normal faulting: structural and magnetic study of the Veiga Massif (NW Spain). *Journal of Structural Geology*, 17: 1689-1706.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M.; GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. y De PEDRO, F. (1960): Explicación de la Hoja n° 532: Las Navas del Marqués. *IGME*, 887 p.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. y LOBATO, M.P. (1955): Datos sobre la petrografía de los alrededores del lago de Sanabria, en la provincia de Zamora. *Estud. Geol.*, 27-28: 371-382.

SCHÄFER, G. (1969): Geologie und Petrographie im ostlichen Kastilichen Hauptscheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien). *Munster. Forsch. Geol. Palaont.*, 10: 207 p.

SIEBEL, W.; RASCHKA, H.; IRBER, W.; KREUZER, H.; LENZ, K.L.; HÖHNDORF, A. y WENDT, I. (1997): Early Paleozoic Acid Magmatism in the Saxothuringian Belt: New Insights from a Geochemical and Isotopic Study of Orthogneisses and Metavolcanic Rocks from the Fichtelgebirge, SE Germany. *Journal of Petrology*, 38 (2): 203-230.

SKEVINGTON, D. (1974): Graptolite faunas from central and northwestern Spain. *Brevoria Geologica Asturica*, 18, pp. 61-64.

SPEAR, F.S. y CHENEY, J.T. (1989): A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO₂-Al₂O₃-FeO-MgO-K₂O-H₂O. *Contribution Mineral and Petrology*, 101: 149-164.

SUÁREZ, A.; BARBA, P.; HEREDIA, N.; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R.; HERRERO, A.; NOZAL, F. y GALLASTEGUI, G. (1994): Mapa Geológico de la provincia de León, a escala 1:200.000. ITGE, Madrid.

SUÁREZ, O. (1970 a). *Estudio petrológico de los afloramientos plutónicos de la zona Astur-Leonesa (NO de España)*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca.

SUÁREZ, O. (1970 b). Los granitos de Ponferrada (León). *Bol. Geol. Min. España*, 81, 185-191.

VACAS, J. M. y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1987): El Sinforme de Alcañices en la transversal de Manzanal del Barco. *Studia Geológica Salmanticensia*, XXIV: 151-175.

VALVERDE-VAQUERO, P. (1992): Permo-Carboniferous magmatic activity in the Cantabrian Zone (NE Iberian Massif, Asturias, Nw Spain). Tesis Doctoral, Univ. Boston College.

VALVERDE-VAQUERO, P. y DUNNING, G.R. (1997): Magmatismo "Sárdico" Arenig en el Dominio del Olló de Sapo de la Zona Centro Ibérica: Nuevas evidencias U-Pb en la Sierra de Guadarrama. En: XIV Reunión de Geología de Oeste Peninsular. Evolução Geológica do Maciço Iberico e seu enquadramento continental. Comunicações, Vila Real, Portugal: 265-270.

VALVERDE-VAQUERO, P. y DUNNING, G.R. (2000): New U-Pb ages for Early Ordovician magmatism in Central Spain. *Journal of the Geological Society*, London, 157: 15-26.

VARGAS, I.; CARBALLEIRA, J.; POL, C.; CORRALES, I.; MANJÓN, M.; CORROCHANO, A.; FLOR, G.; DÍAZ, F. Y FERNÁNDEZ, J. (1981): Mapa y memoria de la Hoja nº 160 (Benavides), del Mapa Geológico de España (MAGNA) a escala 1:50.000, 2ª serie. IGME, Madrid.

VARGAS, I.; CORROCHANO, A.; POL, C.; CARBALLEIRA, J.; CORRALES, I.; MANJÓN, M.; FLOR, G.; DÍAZ, F.; FERNÁNDEZ, J. Y PÉREZ ESTAÚN, A. (1982): Mapa y memoria de la Hoja nº 231 (La Bañeza), del Mapa Geológico de España (MAGNA) a escala 1:50.000, 2ª serie. IGME, Madrid.

VARGAS, I.; MANJÓN, M.; CORROCHANO, A.; FLOR, G.; CARBALLEIRA, J.; POL, C.; CORRALES, I.; DÍAZ, F. Y FERNÁNDEZ, J. (1982): Mapa y memoria de la Hoja nº 193 (Astorga), del Mapa Geológico de España (MAGNA) a escala 1:50.000, 2ª serie. IGME, Madrid.

VEGAS, N.; ARANGUREN, A. y TUBÍA, J.M. (2001): Granites built by sheeting a fault stepover (the Sanabria Massifs, Variscan Orogen, NW Spain). *Terra Nova*, 13: 180-187.

VELANDO, F. y MARTÍNEZ, C. (1973): Mapa y memoria de la Hoja nº 159 (Bembibre), del Mapa Geológico de España (MAGNA) a escala 1:50.000, 2ª serie. IGME, Madrid.

VELANDO, F.; NAVARRO, D.; LÁZARO, J. y PÉREZ-ESTAÚN, A. (1981): Mapa y memoria de la Hoja nº 229 (La Baña), del Mapa Geológico de España (MAGNA) a escala 1:50.000, 2ª serie. IGME, Madrid.

VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1986): Orogenic granitic magmatism of pre-Hercynian age in the Spanish Central System (SCS). *Terra Cognita*, 6, 2, 143.

VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1987): Geochronological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). *Neues jahrbuch für Mineralogie Monatshefte*, 10: 465-479.

VILLAR ALONSO, P.M. (1990): *Estructura del Antiforme de Villadepera (Zamora)*. Tesis de Licenciatura, Universidad de Salamanca, 66 p.

VILLAS, E.; ARBIZU, M.; BERNÁNDEZ, E.; MÉNDEZ-BEDIA, I. y ARAMBURU, C. (1995): *Protambonites primigenius* (Brachiopoda, Clitambonitidina) y el límite Cámbrico-Ordovícico en la Serie de Los Cabos (Zona Asturoccidental-Leonesa, NO de España). *Revista Española de Paleontología*, nº 10, pp. 140-150.

WAARD, D. de (1950): Palingentic structures in augen gneis of the Sierra de Guadarrama, Spain. *Bull. Com. Géol. Finlande*, 23:51-66.

WALTER, R. (1963): Beitrag zur Stratigraphie des Kambriums in Galicien (Nordwest Spanien). *N. Jb. Geol. Palaont.*, 117: 360-371.

WALTER, R. (1966): Resultados de investigaciones geológicas en el Noreste de la Provincia de Lugo (NO España). *Not. y Comm. IGME*, 89: 7-16.

WALTER, R. (1968): Die Geologie in der nordostlichen Provinz. Lugo (Nordwest Spanien). *Geotekt. Forsch.*, 27: 3-70.

WERNIKE, B.P.; CHRISTIANSEN, R.L.; ENGLAND, P.C. y SONDER, L.J. (1987): Tectonomagmatic evolution of Cenozoic extension in the North American Cordillera. En: M.P. Coward, J.E. Dewey y P.L. Hancock (Editores). *Continental Extensional Tectonics. Geol. Soc. London, Spec. Publs.*, 28: 203-221.

WILDBERG, H.G.H.; BISCHOFF, L. y BAUMANN, A. (1989): U-Pb ages of zircon from meta-igneous and meta-sedimentary rocks of the Sierra de Guadarrama: implications for the Central Iberian crustal evolution. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 103: 253-262.

WILLIAMS, M.L. y BURR, J.L. (1994): Preservation and evolution of quartz phenocrysts in deformed rhyolites from the Proterozoic of southwestern North America. *Journal of Structural Geology*, 16 (2): 203-221.

WINKLER, H. (1978): *Petrogénesis de rocas metamórficas*. Ed. Blume, 346 p.

YARDLEY, B.W.D. (1989): *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Longman Scientific & Technical, 248 p.