

CAPÍTULO 2

LITOESTRATIGRAFÍA

2.- LITOESTRATIGRAFÍA

En el área objeto de este estudio afloran sucesiones sedimentarias que pertenecen a dos unidades paleogeográficas diferentes: el Dominio del Antiforme del “Ollo de Sapo” (DOS) y el Dominio Esquistoso de Galicia-Trás-os-Montes (DEGTM). El primero de ellos se incluye en la Zona Centroibérica de JULIVERT *et al.* (1972), mientras el segundo pertenece a la Zona de Galicia-Trás-os-Montes (FARIAS *et al.*, 1987), que cabalga sobre la primera.

MARTÍNEZ GARCÍA (1973) estableció una sucesión para los materiales que afloran en el Antiforme del “Ollo de Sapo” y que de muro a techo incluye la Serie de Porto, la Formación “Ollo de Sapo”, la Formación Puebla y la Formación Culebra. La Serie de Porto está constituida por cuarcitas, esquistos, rocas carbonatadas, gneises anfibólicos, gneises piroxénicos y anfibolitas. La Formación “Ollo de Sapo” tiene un espesor de 1.500-2.000 metros y está formada por rocas volcánicas ácidas e intermedias, con cierto aporte detrítico. Este autor propone que dentro de la misma roca tuvo lugar el crecimiento de los megacrístales idiomorfos de feldespato potásico durante un evento metamórfico preherciniano. Además atribuyó a esta formación una edad que puede abarcar desde el Precámbrico-Cámbrico Inferior hasta el Cámbrico Superior e incluso el Ordovícico. La Formación Puebla consiste en una serie monótona de pizarras y cuarcitas en tránsito gradual sobre el “Ollo de Sapo” y sobre ella reposa la Formación Culebra, que corresponde a la Cuarcita Armoricana.

Una sucesión comparable se identifica en la región de Hiendelaencina, en el Sistema Central (GONZÁLEZ LODEIRO, 1980, 1981a). El cuadro 2.1 muestra la correlación llevada a cabo por AZOR *et al.* (1992) entre las formaciones de Sanabria y áreas colindantes con las de Hiendelaencina.

Posteriormente, ARIAS *et al.* (2002), en base a la realización de una cartografía en la región de Viana do Bolo, establecieron una semejanza entre las series que afloran en esta zona con las que afloran en la ZAOL. De esta forma, los afloramientos más bajos en la serie serían las cuarcitas superiores del Grupo Cándana, sobre las que se encuentran las Capas de Transición y sobre éstas han cartografiado un nivel continuo de rocas carbonatadas que correlacionan con la Caliza de Vegadeo. Por encima de estos materiales se encuentra la Serie de Los Cabos, en la que según estos autores aparecen intercalados los materiales de la Formación “Ollo de Sapo”.

En lo referente a la nomenclatura de las distintas formaciones, y con el fin de no crear una mayor confusión con los nombres, se ha procurado respetar, en la medida de lo posible, aquellas denominaciones utilizadas por los distintos autores precedentes, escogiendo la más utilizada en el caso de existir más de una.

Por lo que respecta a la descripción de las rocas, se ha procurado que la terminología se ajuste a la nomenclatura petrológica más habitual en la literatura geológica. En este capítulo se efectúa una descripción de las rocas en paralelo a la descripción de las formaciones, realizándose en el capítulo de metamorfismo el análisis más detallado de las distintas asociaciones de minerales índice y sus relaciones temporales.

SERIE DE PORTO		Sucesión de esquistos y metaareniscas con intercalaciones de anfibolitas, gneises anfibólicos, mármoles y cuarcitas feldespáticas.	
"OLLO DE SAPO"		Gneises de grano grueso: (300-700 m)	
		Gneises de grano fino: (600-1.000 m.) con intercalaciones de niveles macroglandulares (25-30 m). Hacia el techo aparecen intercalaciones de cuarcitas feldespáticas (1-45 m)	
ORDOVÍCICO	CAPAS DE LOS MONTES	Alternancia de pizarras y cuarcitas (200-600 m), con intercalaciones de niveles lentejonares de microconglomerados y conglomerados, especialmente hacia la base del Ordovícico Inferior	
		PUEBLA DE SANABRIA	SINFORME DE ALCAÑICES
		Formación Puebla	Esquistos y cuarcitas de Santa Eufemia
	FORMACIÓN ALTO DEL REY	Sucesión de cuarcitas y ortocuarcitas de "facies armoricana". Son rocas de tonos claros que están estratificadas en bancos de 5-10 m y con intercalaciones de niveles pizarrosos. Ordovícico Inferior (Arenig).	
		PUEBLA DE SANABRIA	MIRANDA DO DOURO
		Formación Culebra	Formación de cuarcitas superiores
	SERIE DE TRANSICIÓN	Alternancia de pizarras y cuarcitas. Se encuentra situada entre la Cuarcita Armoricana y las Pizarras de Luarca (Arenig - Llanvirn)	
	FORMACIÓN PIZARRAS DE LUARCA	Pizarras negras a gris azuladas, muy monótonas, con esporádicos niveles areniscosos (Llanvirn)	
		SINFORME DE ALCAÑICES	SINCLINAL TRUCHAS
		Formación Villafior	Aparece intercalada una serie volcanodetrítica con términos ácidos y básicos
	FORMACIÓN AGÜEIRA	SINCLINAL SIL-TRUCHAS	SINFORME DE ALCAÑICES

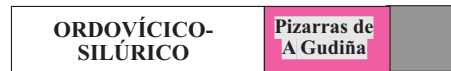
Cuadro 2.1: Resumen de la estratigrafía establecida por AZOR *et al.* (1992) para el Dominio del "Ollo de Sapo" (DOS).

Es preciso poner de relieve que la intensidad de la deformación en la mitad occidental del área estudiada no permite realizar estimaciones precisas 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, sin duda reflejan variaciones importantes con respecto a las potencias estratigráficas originales.

En la Figura 2.1 se muestra la columna estratigráfica general para la zona estudiada. Las unidades estratigráficas individualizadas aparecen representadas en el Mapa Geológico y en el mapa litoestratigráfico de la Figura 2.2. A lo largo de la descripción, se hacen referencias a correlaciones con otras áreas. Para visualizarlas, se incluye la Figura 2.3, con las columnas representativas de regiones próximas y relacionadas.

ZONA DE GALICIA-TRÁS-OS-MONTES

SINFORME DE ALCAÑICES-VERÍN



ZONA CENTROIBÉRICA

REGIÓN DE VIANA DO BOLO-SANABRIA

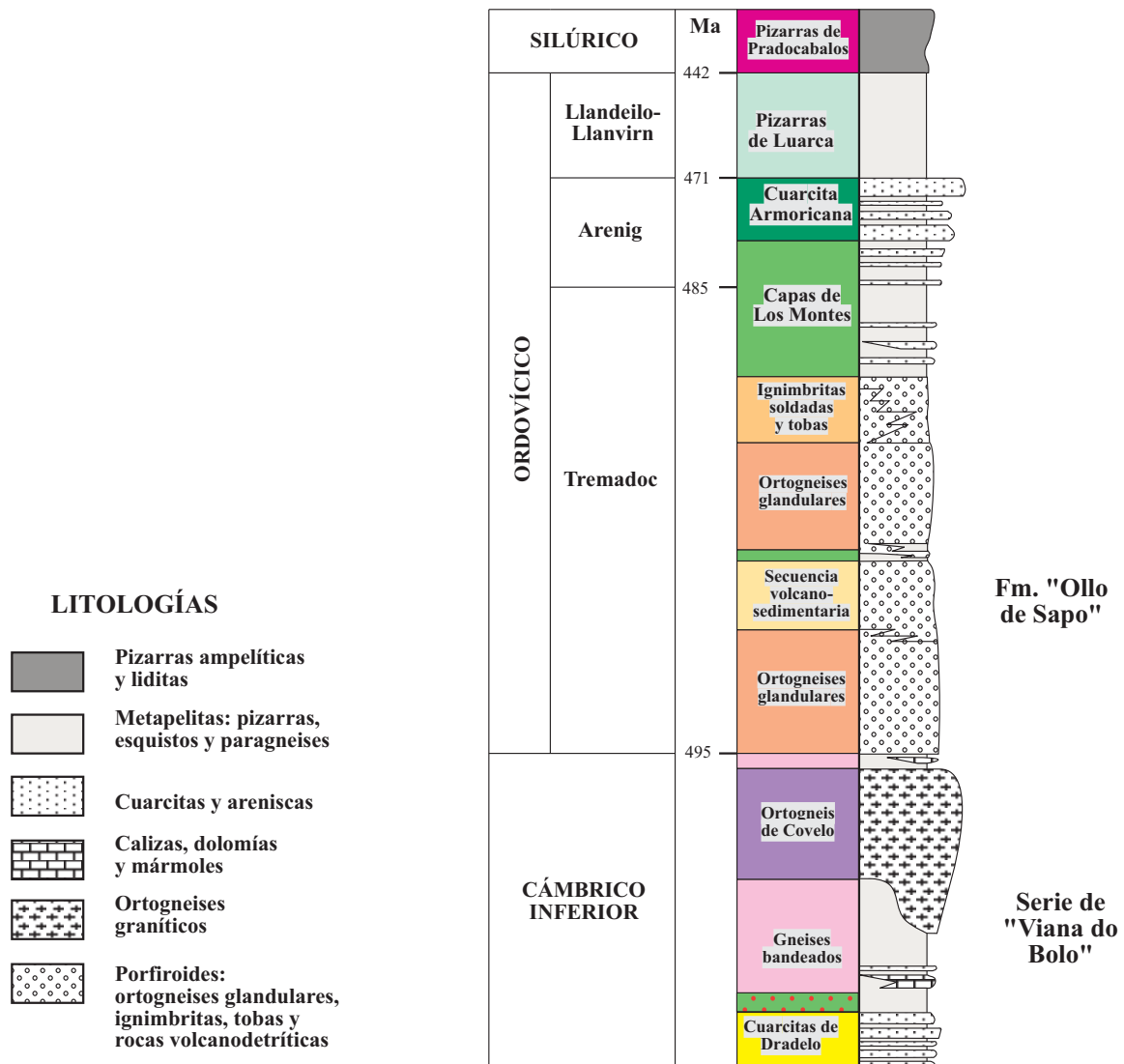


Figura 2.1: Columna estratigráfica general para la zona de Viana do Bolo-Sanabria.

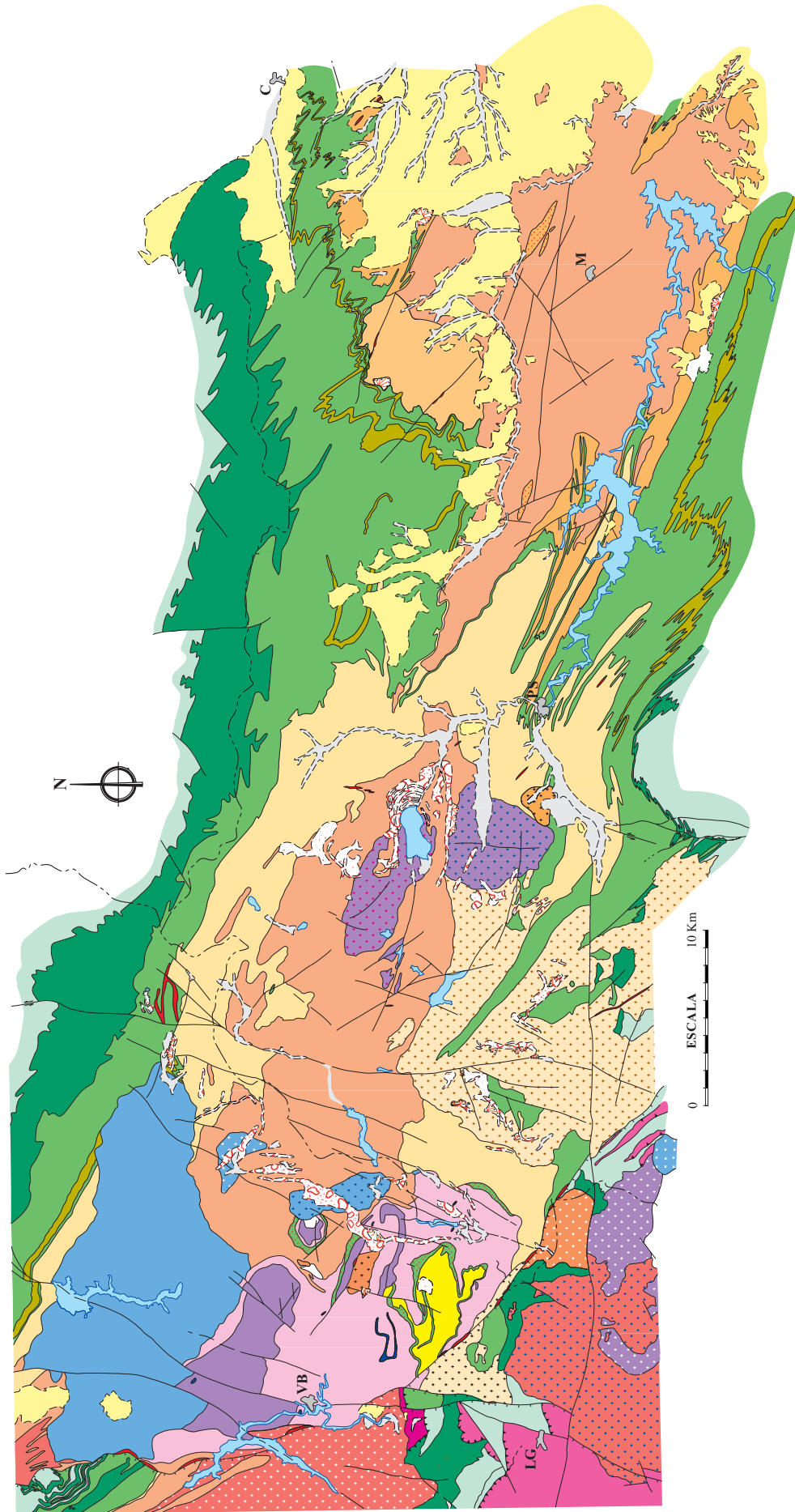


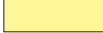



Figura 2.2: Mapa litoestratigráfico del área estudiada. LG: La Gudiña; VB: Viana del Bolo; PS: Puebla de Sanabria; M: Mombuey y C: Castrocontrigo.

LEYENDA GEOLÓGICA





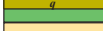




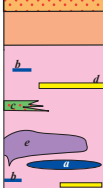


COBERTERA

-  Fondos de valle / Depósitos de ladera
-  Morrenas/Otros depósitos glaciares
-  Terciario (indiferenciado)

ZONA DE GALICIA-TRÁS-OS-MONTES





-  Pizarras, ampelitas y liditas

ZONA CENTROIBÉRICA




-  Pizarras, ampelitas y liditas
 -  Pizarras de Luarca
 -  Cuarcita Armoricana
 -  Capas de Los Montes. *a*: cuarcitas
 -  Tobas epiclásticas
 -  Ignimbritas
 -  Tobas (grano grueso)
 -  Tobas riolíticas
 -  Ortogneises glandulares
- } Formación "Olo de Sapo"
-  Gneises bandeados; *a*/ mármoles; *b*/ "boudins" de rocas calcosilicatadas; ; *c*/ micaesquistos con granate; *d*/capas de cuarcitas tipo Dradelo, *e*/ ortogneises de Covelo, San Sebastián y Ramilo.
 -  Micaesquistos con granate
 -  Cuarcitas de Dradelo
- } Serie de "Viana do Bolo"

GRANITOIDES VARISCOS


GRANITOIDES TARDI Y POSTCINEMÁTICOS EPIZONALES

-  Pradorramisquedo / Ladiaro
-  Veiga
-  Seoane
-  La Canda / Quintela / Penouta




GRANITOIDES SINCINEMÁTICOS EPI-MESOZONALES

-  A Gudiña
-  Santa Colomba
-  Bemibre-Villarino / Chandoiro

GRANITOIDES SINCINEMÁTICOS MESO-CATAZONALES

-  La Bouza
-  Hermisende-Padornelo

GRANITOIDES PRECOCES

-  Manzavlos-Castromil
-  Quintana
-  Ribadelago

GRANITOIDES PREVARISCOS

-  Ortogneises de Covelo, San Sebastián y Ramilo

ROCAS FILONIANAS


-  Diques de Cuarzo

Figura 2.2 (continuación): Leyenda del mapa litoestratigráfico.

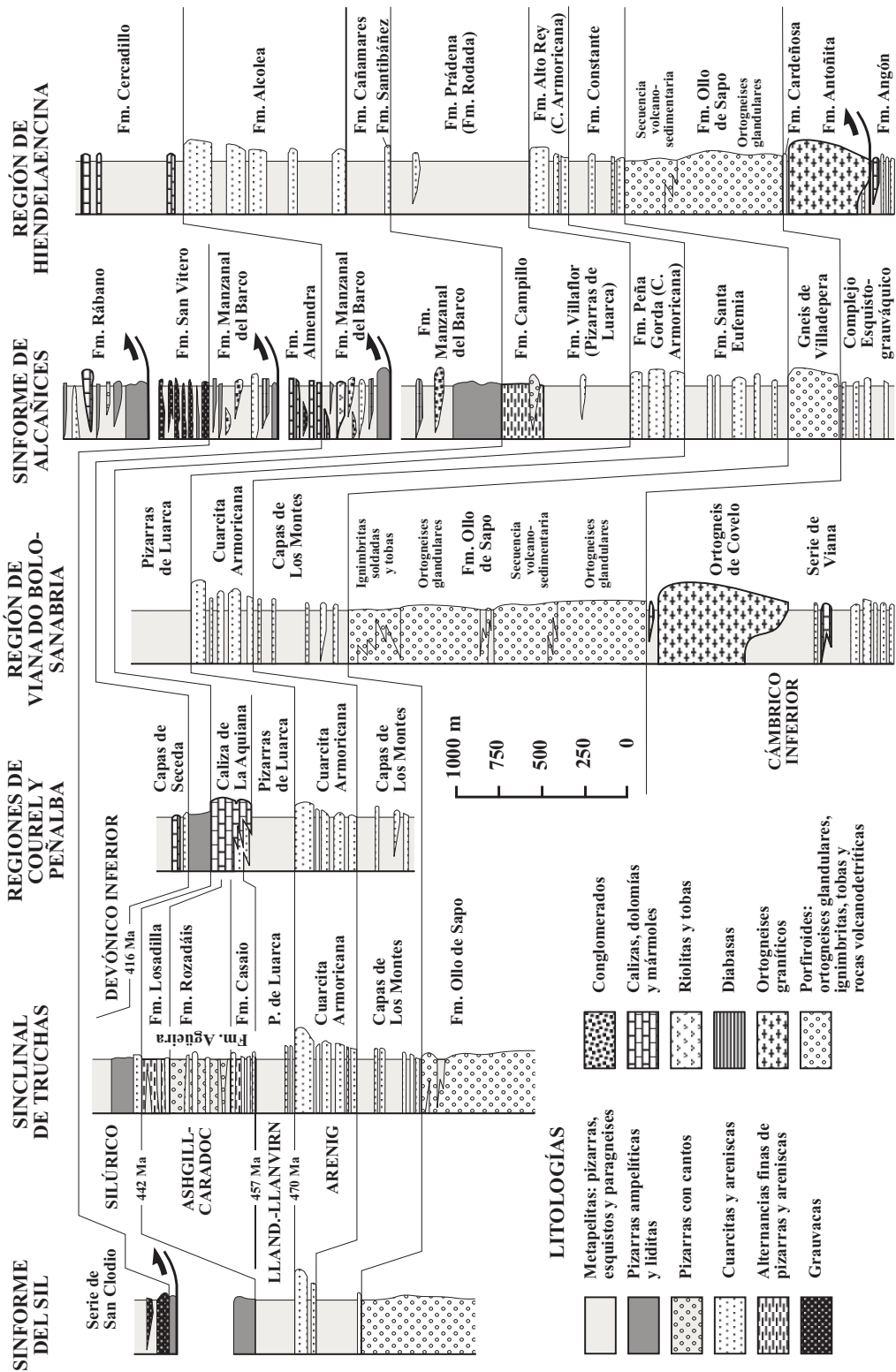


Figura 2.3: Columnas estratigráficas representativas del Dominio del "Ojo de Sapo" (según MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 2004b).

2.1.- SERIE DE “VIANA DO BOLO”

Los materiales que constituyen esta serie afloran en el extremo occidental de la zona de estudio, donde se encuentra la localidad de Viana do Bolo, de la cual toma el nombre, ya utilizado por autores previos (FERRAGNE, 1972; IGLESIAS PONCE DE LEÓN Y VAREA NIETO, 1982).

La Serie de “Viana do Bolo” fue definida inicialmente por FERRAGNE (1972), que asignó este nombre a un complejo de edad supuestamente precámbrica constituido por paragneises migmatizados con intercalaciones de cuarcitas, gneises con piroxeno y anfíbol, anfibolitas y calizas. Esta serie habría sufrido una evolución policíclica durante el curso de varios ciclos orogénicos distintos y en ella identificó cuatro fases de deformación y cuatro episodios metamórficos. Formando parte de ella se encontrarían, según este autor, los ortogneises glandulares del macizo de Porto, también de edad precámbrica.

En la región de Terra do Bolo-Sanabria, la Serie de “Viana do Bolo” ha recibido diversos nombres como, por ejemplo, el de Serie de Porto-Villavieja (MARTÍNEZ GARCÍA Y CORRETGE, 1970) o, simplemente, de Porto (MARTÍNEZ GARCÍA, 1973) y también Serie de Viana (FERRAGNE, 1972) en la región de Terra do Bolo. Dentro del Sistema Central Español, se encuentran formaciones comparables a la Serie de “Viana do Bolo” que han recibido los nombres de Cardeñosa y Antoñita (SCHÄFER, 1969), y Cardeñosa y Angón en Hiendelaencina (GONZÁLEZ LODEIRO, 1980, 1981a y b). En este trabajo se ha elegido la denominación de Serie de “Viana do Bolo” por ser la más utilizada, además de ser en los alrededores de esta localidad donde se encuentran los mejores afloramientos.

La posición estratigráfica de la serie ha sido discutida por diversos autores. Mientras algunos opinan que es infrayacente a la Formación “Ollo de Sapo” (MARTÍNEZ GARCÍA Y CORRETGE, 1970; MARTÍNEZ GARCÍA, 1973; y diversos autores que han realizado la cartografía MAGNA del NO Peninsular), otros la sitúan por encima (MATTE, 1968; BARD *et al.*, 1972; RIBEIRO, 1974; GONZÁLEZ LODEIRO, 1980, 1981a, 1983; ESCUDER VIRUETE, 1995, 1999). MARTÍNEZ GARCÍA (1973) le atribuyó una edad Cámbrico Inferior, señalando que zonas limítrofes como el Domo de Lugo (CAPDEVILA, 1969), la Sierra del Caurel (MATTE, 1968) o el Sinclinal de Verín (MATTE, 1968), presentan series semejantes.

GONZÁLEZ LODEIRO (1983) destaca que bajo la Formación “Ollo de Sapo”, en las regiones de Viana do Bolo (Ourense), Hiendelaencina, Sistema Central Español y 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. En la región de Hiendelaencina y por debajo del “Ollo de Sapo”, la serie está constituida por las cuarcitas feldespáticas y esquistos, rocas de silicatos cálcicos y mármoles de la Formación Cardeñosa, seguidos por el Ortogneis Antoñita de carácter intrusivo y con unos 1.000 m de espesor. Más abajo, en una ventana tectónica en el núcleo del domo de Hiendelaencina (GONZÁLEZ LODEIRO, 1980 b; FERNÁNDEZ RODRÍGUEZ, 1991), aflora la Formación Angón, formada por esquistos, cuarcitas, microconglomerados, mármoles y anfibolitas.

Es muy característico de la Serie de “Viana do Bolo” el alto grado metamórfico y la fuerte deformación, encontrándose siempre en la facies de las anfibolitas. Este hecho ha transformado de forma considerable las litologías, texturas y estructuras originales, dificultando su correlación. No

obstante, se diferencian y cartografían tres términos litológicos bien contrastados: las cuarcitas de Dradelo, los micaesquistos con granate y los gneises bandeados. Otras litologías más escasamente representadas son los carbonatos y las rocas de silicatos cálcicos, que aparecen intercalados sobre todo en los gneises bandeados.

2.1.1.- Cuarcitas de Dradelo

Se trata de areniscas feldespáticas, cuarcitas y microconglomerados que reciben el nombre de la pequeña localidad de Dradelo, que es donde mejor y con mayor extensión afloran. Es en los alrededores de esta localidad donde las cuarcitas son explotadas como rocas ornamentales, siendo fácil su extracción en lajas relativamente delgadas a favor de la estratificación (So), lo que facilita su explotación. Además se caracterizan por presentar una serie de manchas de color rojizo con formas concéntricas y festoneadas (Foto 2.1) originadas por la precipitación de óxidos de hierro y que a veces forman anillos de Liesegang.



Foto 2.1: Aspecto de campo de las areniscas feldespáticas de Dradelo. Se caracterizan por manchas de color rojizo con formas concéntricas y festoneadas (anillos de Liesegang), que las hace explotables como roca ornamental.

Estos materiales son los más bajos que afloran en la zona, y lo hacen con una potencia mínima de 200 metros. Se caracterizan por un color blanquecino cuando están alteradas y un color gris azulado cuando están frescas, y muestran un tableado muy característico que está marcado por la alternancia de capas de areniscas feldespáticas y cuarcitas con tonos blancos, de grosor centimétrico a decimétrico y capas de micaesquistos o gneises micáceos de color oscuro (rojizo a pardo) en pasadas milimétricas a centimétricas, que suelen estar muy retrogradadas (moscovitizadas), y en los que se observa un bandeo milimétrico migmatítico estromático. Es

común, en los niveles de grano más fino, un punteado de color blanco, que corresponde a cristales de feldespatos potásicos y en menor cantidad de plagioclasa. Cuando estas rocas se alteran, se transforman en alteritas con bastante contenido en caolín. Hacia la parte más alta de la serie, en el cerro "Lombo de los Arados" (1.420 m), se encuentran capas de cuarcitas, con un tamaño de grano grueso y que llegan a tener un carácter microconglomerático.

Otra característica de estas rocas, sobre todo de los niveles esquistosos, es la presencia de cristales aciculares, idiomorfos, de turmalina, que suelen presentar una disposición al azar.

Materiales correlacionables con las cuarcitas de Dradelo son las cuarcitas de Cándana de la Zona Asturoccidental-Leonesa (WALTER, 1968; MARTÍNEZ CATALÁN, 1985). Recientemente, ARIAS *et al.* (2002), han señalado que esta unidad es correlacionable con la parte alta del Grupo Cándana del Cámbrico Inferior, es decir, con las Cuarcitas Superiores de Cándana, sobre las que se sitúan las capas de transición (500 m de filitas y esquistos grises con algunos bancos de areniscas y cuarcitas de espesor métrico).

Dentro de la Zona Centroibérica, pueden correlacionarse con la Formación Angón, en la región de Hiendelaencina, donde la parte inferior de la serie está formada por una serie de areniscas feldespáticas y cuarcitas. El problema es que la Formación Angón afloraría en la unidad inferior de un cabalgamiento (GONZÁLEZ LODEIRO, 1981 a y b) lo que plantea el problema de su posible pertenencia a la Zona Asturoccidental-Leonesa, aunque esta correlación apoyaría también una edad Cámbrico Inferior.

Otra correlación posible es comparar las cuarcitas de Dradelo con los conglomerados, areniscas feldespáticas y cuarcitas de la Formación Monterrubio (DÍEZ BALDA, 1986), también en la Zona Centroibérica, pero dentro del dominio del Complejo Esquisto-grauváquico. A diferencia de las dos anteriores, esta correlación indicará una edad Proterozoico Superior para las Cuarcitas de Dradelo.

2.1.2.- Micaesquistos con granate

Sobre las cuarcitas de Dradelo reposan unos micaesquistos caracterizados por presentar un moteado de color oscuro, que se debe a la presencia de abundantes cristales de granate de 1 a 4 mm de diámetro (Foto 2.2). Estos micaesquistos se encuentran formando una orla prácticamente continua sobre las cuarcitas de Dradelo, pero también aparecen materiales similares como intercalaciones dentro de los gneises bandeados y de las propias cuarcitas, siendo algunas de dimensiones cartografiables.

Además, se encuentran niveles de micaesquistos con granate sobre el Ortogneis de Covelo, en especial en su contacto N y en su continuación por los afloramientos de Ramilo y por el Ortogneis de San Sebastián, y también se encuentra un nivel al E de Pías, en las laderas de la Sierra del Sistral, marcando el contacto entre los gneises bandeados y los gneises migmatíticos derivados de la Formación "Ollo de Sapo".

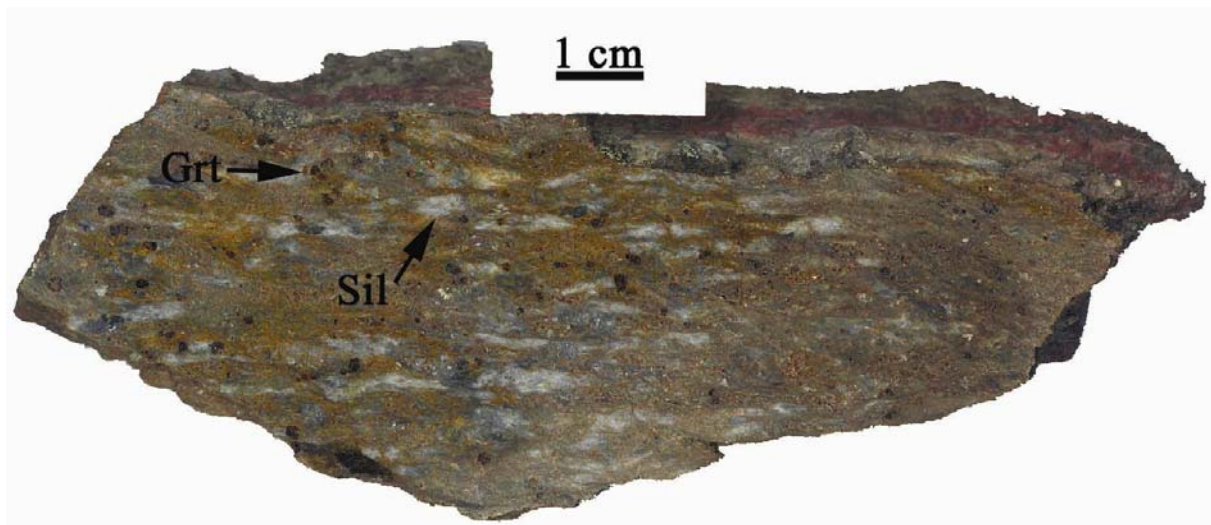


Foto 2.2: Muestra de mano de los micaesquistos con granate. Estos materiales presentan en general un grado de alteración muy fuerte. Los granates (**Grt**) son muy abundantes. La sillimanita (**Sil**), en agregados de color blanco, marca la fábrica (S2 y L2) de la roca (Muestra: 266-39).

2.1.3.- Gneises bandeados

Estos materiales se encuentran estratigráfica y estructuralmente sobre las areniscas feldespáticas y cuarcitas de Dradelo y los micaesquistos con granate que las jalonan. Se diferencian de los ortogneises migmatíticos derivados de la Formación “Ollo de Sapo” porque tienen intercalaciones de capas y “boudins” de materiales carbonatados (calizas, mármoles y dolomías), “boudins” de cuarcitas anfibólicas y gneises anfibólicos e intercalaciones de capas de areniscas feldespáticas, en especial a techo de la serie.

Dentro de la serie gneílica se pueden encontrar meta-areniscas de color gris oscuro algo azulado, con un tamaño de grano medio y espesores variables, desde unos centímetros a varios metros y con escasa continuidad lateral. Fueron denominadas cuarcitas feldespáticas blastomiloníticas por MARTÍNEZ GARCÍA (1973) pero, pese a su intensa deformación, no parecen separar conjuntos de rocas diferentes, por lo que no deben de representar contactos tectónicos mayores.

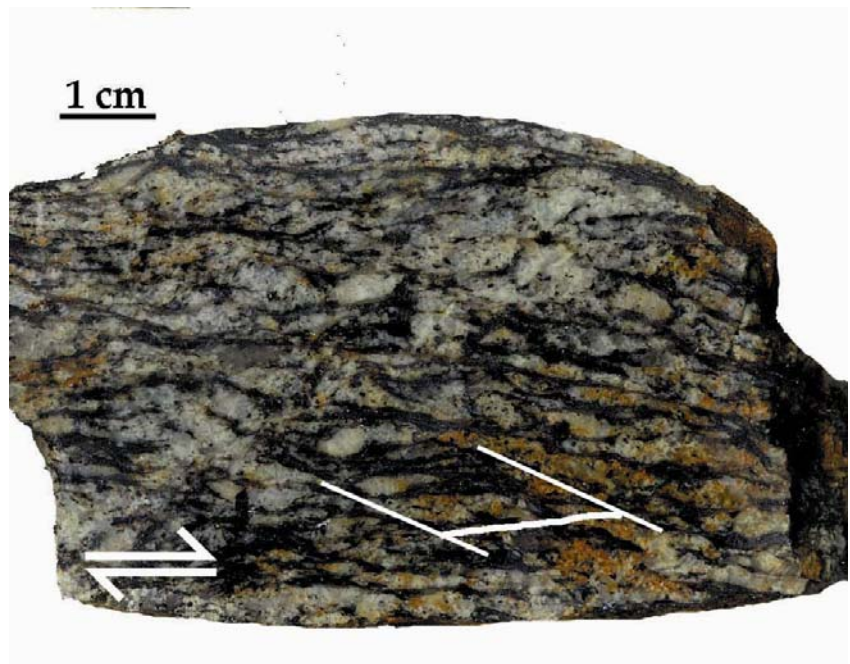
Estas rocas tienen un tamaño de grano medio-grueso, con un bandeo gneílico muy desarrollado (Fotos 2.3 y 2.4), marcado por leucosomas de grosor centimétrico, a veces decimétricos, compuestos por material cuarzo-feldespático, y por bandas o dominios ricos en filosilicatos compuestos principalmente por biotita. Este bandeo es el que marca la fábrica principal (S2) y que posteriormente está afectado por la crenulación de la tercera fase de deformación.

En aquellas zonas donde los gneises han sufrido una mayor tasa de fusión, se produce la desestructuración y interrupción del bandeo gneísico, dando lugar a la formación de bolsadas y diques que pueden aparecer como láminas subparalelas al bandeo, o bien lo cortan.



Foto 2.3: Aspecto textural de campo de los gneises bandeados, afectados por micropliegues tardíos.

Foto 2.4: Aspecto textural del gneis bandeado en una placa pulida de roca. Se observan criterios cinemáticos: la Foto representa un plano XZ y el criterio de movimiento es del bloque de techo hacia el SE (Muestra: 228-7).



2.1.4.- Mármoles

Los carbonatos aparecen dispersos por los gneises bandeados de la Serie de “Viana do Bolo”, en afloramientos cuyo tamaño varía desde pequeños lentejones, boudines o enclaves, hasta cuerpos de escala cartografiable.

Los mármoles se presentan como capas de espesor métrico a decamétrico, cartografiables. Los afloramientos más importantes se encuentran al E de las localidades de Seoane de Arriba y Seoane de Abajo; otros afloramientos se encuentran cerca de la localidad de Rubiales. Ambos afloramientos han sido explotados para la construcción de las presas que hay en el río Vibey, y corresponden a una única capa, con las explotaciones localizadas en las charnelas de los pliegues.

Existen otras capas de mármoles blancos de menor tamaño, con espesores comprendidos entre 5 y 20 cm, que se pueden encontrar entre los gneises bandeados y que en algunos casos han sido explotadas artesanalmente para la obtención de cal, quedando en algunos puntos las ruinas de los hornos.

En general, los niveles de mármoles de entidad cartografiable presentan un aspecto de bancos masivos, con un tamaño de grano grueso a muy grueso, lo cual evidencia una importante recristalización. Aparecen tanto facies calcíticas muy puras como otras dolomíticas. El resto de los mármoles muestran características similares, variando sólo las potencias de las capas.

ARIAS *et al.* (2002) han propuesto que estos afloramientos de mármoles representan un único nivel continuo, que correlacionan con la Caliza de Vegadeo, y sobre el que reposaría una sucesión de areniscas, cuarcitas y pizarras que correlacionan con las Capas de Los Montes. No obstante, su cartografía representa una idealización derivada de la unión de los distintos afloramientos de mármoles. En nuestros estudios de campo no se ha observado la continuidad de dichos afloramientos, e incluso se han encontrado nuevos afloramientos de rocas carbonatadas no descritas anteriormente que invalidan la reconstrucción. No se puede descartar la existencia original de uno o varios niveles, desmembrados después por la deformación, pero la correlación con la Caliza de Vegadeo de la Zona Asturoccidental-Leonesa no puede considerarse más que como una posibilidad remota. No sólo por la falta de continuidad, sino porque la serie suprayacente está tan fuertemente migmatizada que resulta imposible reconocer la Serie de Los Cabos en ella.

Al N del afloramiento del Ortogneis de Covelo, más exactamente al N de la localidad de Tabazoa de Hedroso, se encuentra un pequeño resalte topográfico, donde tradicionalmente se ha cartografiado una capa de mármoles y/o anfibolitas que bordea a dicho ortogneis. BARD *et al.* (1972) la describen como una anfibolita muy ferrífera con granates y la consideran como un paleosuelo (suelo ferralítico que daría lugar a collobrierita), lo que sugiere la existencia de un depósito de hierro sedimentario que podría estar en relación con un fondo poco profundo o bien con una emersión. Durante la realización de este trabajo se buscó dicha capa de rocas carbonatadas, pero lo que se encuentra en su lugar son los micaesquistos con granate que orlan en casi su totalidad a los distintos afloramientos de los ortogneises de tipo Covelo.

2.1.5.- Capas y “boudins” de rocas calcosilicatadas

En general, estas rocas se presentan en forma de “boudins”, más o menos estirados según la lineación mineral. En el campo y a simple vista, llegan a diferenciarse dos tipos de rocas calcosilicatadas, atendiendo al color y tamaño de grano y que serán descritos con mayor detalle en el capítulo de Petrografía.

El primer tipo tiene una matriz de grano fino, de color oscuro (gris oscuro a tonos azulados) y presenta un moteado de color rojizo producido por abundantes cristales de granate, con un tamaño de 1 a 4 mm (Foto 2.5). Este tipo se describirá como boudines granatífero-piroxénicos.



Foto 2.5: Sección de un “boudin” granatífero-piroxénico intercalado en la Serie de “Viana do Bolo”. Se caracteriza por una matriz de color gris oscuro con un tamaño de grano muy fino, en la que resaltan los blastos de granate (**Grt**) (Muestra: 266-18).

El segundo tipo tiene una matriz de color blanco (Foto 2.6), con un tamaño de grano mayor que los anteriores, en la que destacan unos cristales de gran tamaño y color negro que corresponden a anfíboles. Estos materiales son descritos por CAPDEVILA (1969) como “gneis a amphiboles en gerbes” y por MARTÍNEZ GARCÍA (1973) como gneises anfibólicos. Este tipo de rocas se describirá como “boudins” anfibólico-granatíferos, y son muy frecuentes en toda la Serie de “Viana do Bolo”.

Aunque las rocas calcosilicatadas se encuentran principalmente como lentejones o boudines, en ocasiones aparecen como delgadas capas dentro de los gneises bandeados. Un buen ejemplo se puede ver en las laderas de Tabazoa de Humoso. En las charnelas de los pliegues de fase 2 y en algunos “boudins” se ha observado una zonación, con una parte central cuya composición corresponde a la de los “boudins” granatífero-piroxénicos y una parte exterior similar a los “boudins” anfibólicos-granatíferos (Foto 2.7). Este tipo de zonaciones han sido descritas también en la Sierra de Guadarrama por VILLASECA GONZÁLEZ (1984).



Foto 2.6: Detalle de un “boudin” anfibólico-granatífero. Se caracteriza por una matriz de color blanco con un moteado de color negro que corresponde a anfíboles. (Muestra: 266-34).



Foto 2.7: Charnela de un pliegue de fase 2 afectando a una capa calcosilicatada boudinada. La zonación concéntrica que se observa corresponde a una parte central con piroxeno y una parte exterior con anfíbol.

2.2.- FORMACIÓN “OLLO DE SAPO”

El origen y significado del “Ollo de Sapo” ha sido ampliamente discutido entre los geólogos que han trabajado en sus dos afloramientos mayores del NO peninsular (Galicia y Zamora) y el Sistema Central Español (SCE). Existe un amplio acuerdo en correlacionar el “Ollo de Sapo” Gallego con el de Hiendelaencina (PARGA PONDAL *et al.*, 1964; NAVIDAD, 1978; GONZÁLEZ LODEIRO, 1981 a y b; BARRERA MORATE *et al.*, 1989), pero también en distinguir el “Ollo de Sapo” en sentido estricto de otros cuerpos de ortogneises glandulares aflorantes tanto en el NO como en el SCE (FERNÁNDEZ CASALS, 1976; NAVIDAD, 1978; GONZÁLEZ LODEIRO, 1980; IGLESIAS PONCE DE LEÓN Y VAREA NIETO, 1982; VILLASECA GONZÁLEZ, 1984; LANCELOT *et al.*, 1985).

Las hipótesis sobre la naturaleza y el origen de la formación son muy diversas. Una de las más antiguas es que se trata de rocas sedimentarias de naturaleza pelítico-arenosa y conglomerática, que han sufrido un metamorfismo profundo. Esta idea ya fue expresada en el siglo XIX por PRADO (1864), CORTAZAR (1884), PUIG Y LARRAZ (1883) y MACPHERSON (1883). Para los afloramientos del “Ollo de Sapo” en el NO de la Península Ibérica, esta idea ha sido mantenida en el siglo XX por varios autores, como HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1922), SAN MIGUEL DE LA CAMARA Y LOBATO (1955), PARGA PONDAL (1960), ANTHONIOZ Y FERRAGNE (1969), CAPDEVILA (1969) y BARD *et al.* (1972). Para los ortogneises que afloran en el SCE, la idea ha sido defendida por LOTZE (1929), HEIM (1952), FUSTER y DE PEDRO (1954 a y b, 1955), SAN MIGUEL DE LA CAMARA *et al.* (1960), APARICIO y GARCÍA CACHO (1970), GARCÍA CACHO (1973) y APARICIO *et al.* (1975).

Dentro del SCE, otra hipótesis considera el “Ollo de Sapo” derivado de rocas graníticas porfídicas. WAARD (1950) y FERNÁNDEZ CASALS (1976), describen los gneises de la parte occidental de la Sierra de Guadarrama y afirman que los gneises con megacrístales situados en la parte inferior de la formación podrían corresponder a antiguos granitos porfídicos deformados y metamorfozados durante la Orogenia Varisca. Esta misma idea es defendida por CAPDEVILA (1969), RIBEIRO (1974) y BARD *et al.* (1972) para los gneises de Miranda do Douro (Portugal). Si bien esos ortogneises no son parte de la Formación “Ollo de Sapo”. Un origen intrusivo para sus facies glandulares ha sido defendido por GEBAUER (1993), quien propone que las facies de grano fino serían el producto de la milonitización de las de grano grueso. Otra posibilidad, contemplada por CAPDEVILA (1969), BARD *et al.* (1972) y RIBEIRO (1974) es que la erosión de esos macizos graníticos suministrara los materiales detríticos de los tramos gnéisicos superiores, tanto con megacrístales como sin ellos.

Una de las interpretaciones más aceptadas es que toda la Formación “Ollo de Sapo” proviene de un conjunto volcánico de carácter ácido, con lavas, tobas y rocas subvolcánicas que han sufrido un proceso metamórfico (RIEMER, 1963, 1966; MARTÍNEZ GARCÍA, 1973). Este último autor considera que existe, durante el depósito de las tobas, un cierto aporte detrítico. También en el SCE, SCHÄFER (1969), BISCHOFF *et al.* (1973, 1978), NAVIDAD (1978), GONZÁLEZ LODEIRO (1981 a), GONZÁLEZ LODEIRO *et al.* (1982) y CAPOTE (1983) interpretan que tanto las facies con megacrístales como las microglandulares son de origen volcánico y/o subvolcánico. Asimismo, NAVIDAD (1978) también considera que entre estos materiales existen intercalaciones de niveles sedimentarios, los cuales podrían proceder de la erosión de las rocas volcánicas y subvolcánicas.

También cabe citar la hipótesis más ecléctica que considera la Formación “Ollo de Sapo” originada a partir de rocas volcánicas y detríticas metamorfizadas. Para PARGA PONDAL *et al.* (1964) y MATTE (1968), la Formación “Ollo de Sapo” está constituida en parte por rocas detríticas, derivadas posiblemente de granitos y gneises (conglomerados arcóscicos, arcosas esquistosadas, arcosas, con algunas intercalaciones de esquistos y cuarcitas) y en parte por rocas volcánicas tobáceas de composición riolítica y según las regiones, puede dominar uno u otro tipo de roca.

Por último, DÍAZ GARCÍA (2002), establece la hipótesis de la intrusión de rocas graníticas porfiroides a lo largo de fallas en niveles superficiales de la corteza, desarrolladas con posterioridad al desarrollo de un despegue extensional que tuvo lugar en el margen de Gondwana durante el Ordovícico.

La polémica no sólo ha afectado al origen del “Ollo de Sapo”, sino también a su posición estratigráfica y, sobre todo a su edad. Gran parte de la discusión sobre su lugar en la columna sedimentaria deriva de la confusión entre el “Ollo de Sapo” en sentido estricto y otros ortogneises glandulares. Para el primero, la posición estratigráfica es siempre por debajo de los materiales del Ordovícico Inferior siliciclástico, y por encima de las series esquistosas o gneísicas con cuarcitas y carbonatos cuya edad puede abarcar desde el Cámbrico Inferior al Proterozoico Superior.

Eso acota la edad del “Ollo de Sapo” entre el Cámbrico Inferior y el Ordovícico Inferior. Varias dataciones isotópicas señalan que la edad del “Ollo de Sapo” es Ordovícico Inferior (GEBAUER, 1993; VALVERDE VAQUERO Y DUNNING, 1997; FERNÁNDEZ-SUÁREZ *et al.*, 2000a).

La hipótesis de un origen puramente volcánico y volcanodetrítico (NAVIDAD, 1978), parece haberse impuesto finalmente, y es compatible con la mayoría de las observaciones de campo y de los estudios petrográficos, lo que no excluye un origen intrusivo para otros ortogneises glandulares. En general, hay en la actualidad un consenso amplio sobre la existencia de un evento ígneo de carácter ácido, con actividad volcánica, subvolcánica y plutónica, en el tránsito del Cámbrico al Ordovícico.

Seguidamente se va a proceder a describir las características texturales de las distintas facies cartografiadas. La descripción se realiza sobre materiales de la zona oriental, donde el grado metamórfico es bajo y se preservan mejor las características originales de las rocas. A partir de las relaciones de campo y de la petrografía se han diferenciado, dentro de la Formación “Ollo de Sapo” una serie de grupos litológicos entre los que se encuentran los ortogneises glandulares y una secuencia volcánica y volcanosedimentaria cuyas características texturales, estructurales y composicionales sugieren un origen común.

2.2.1.- Ortogneises glandulares

Este tipo de rocas es el más característico de la Formación “Ollo de Sapo”, en especial dentro de la zona con un metamorfismo de bajo grado y sus características más llamativas son el carácter porfídico, debido a la abundancia de megacristales de feldespato potásico y la presencia de fenocristales de cuarzo de gran tamaño y de color azulado, que son los que han dado el nombre de “Ollo de Sapo” a esta roca (HERNÁNDEZ SAMPELAYO, 1922). Esta litología aflora siempre en el

núcleo de los antiformes de la tercera fase varisca y, en el caso estudiado, forman el núcleo del Antiforme de Sanabria.

En el Mapa Geológico puede observarse la existencia de dos grandes cuerpos intrusivos de ortogneises glandulares, separados por la secuencia volcanosedimentaria y por una banda de pizarras muy continua, similares a las Capas de Los Montes (Figura 2.1). El primer cuerpo se encuentra en la parte oriental de la zona de estudio y se caracteriza por estar afectado por un grado metamórfico bajo, así como por una deformación de intensidad bastante variable, desde intensa en la parte central, donde la esquistosidad principal se encuentra verticalizada, hasta poco intensa en las zonas cercanas al contacto con las Capas de Los Montes suprayacentes. Es en las zonas de baja intensidad de la deformación donde es posible observar las características texturales casi originales de estas rocas, que serán descritas en el siguiente capítulo. En este cuerpo oriental se han identificado diversas facies, de las que las tobas de grano grueso están presentes en ambos flancos del antiforme. Buena parte de las texturas se deben al rápido enfriamiento de las rocas, que condiciona la presencia de fenocristales contrastados frente a una matriz de grano fino, más o menos recristalizada. En el flanco N se ha distinguido una facies de ignimbritas, que serán descritas más adelante.

El segundo cuerpo de ortogneises glandulares se encuentra en la zona occidental y se caracteriza por un grado metamórfico más elevado que el primero, llegando a la segunda isograda de la sillimanita, así como por una deformación mucho más intensa, que hace que desaparezcan las texturas originales. Sobre este cuerpo se encuentra una secuencia epiclástica, cuyas características se hacen más patentes según nos acercamos al contacto con los materiales sedimentarios del Ordovícico, a la vez que se aprecia una disminución del grado metamórfico y de la intensidad de la deformación. No se descarta que existieran también aquí las distintas facies que se han diferenciado en el cuerpo oriental, pero actualmente serían irreconocibles, debido a la intensidad de la deformación y el metamorfismo.

2.2.1.1.- Ortogneises glandulares de la zona metamórfica de bajo grado

Son rocas inequigranulares, porfídicas, cuyo tamaño de grano está marcado por los fenocristales de cuarzo y de feldespato. La morfología de los afloramientos está condicionada por la fábrica principal, bien sea la S1 + S3 o la S2. Cuando la fábrica principal es la S1 reaplastada por S3, los afloramientos tienen formas alargadas, en lomos de ballena, a veces en forma de dientes de sierra, paralelos a la esquistosidad principal de la roca (Foto 2.8). En zonas donde la meteorización es bastante intensa, la roca se altera igual que un granitoide, dando bolos con formas redondeadas y con la típica disyunción en capas de cebolla.

La matriz de la roca fresca, tiene un color de gris oscuro a negro, con un tamaño de grano que varía desde muy fino a afanítico y que engloba los fenocristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, así como agregados de biotita. Tanto el feldespato potásico como la plagioclasa tienen, en general, un color blanco que les hace resaltar con respecto al resto de los componentes. Presentan una distribución de tamaños bimodal y pueden diferenciarse dos poblaciones que corresponden a fenocristales y a megacristales. Los primeros tienen un tamaño medio de 1-2 cm de arista, con secciones idiomorfas, existiendo una separación entre cristales en

general inferior a 2-3 cm. Casi siempre corresponden a cristales de plagioclasa (Fotos 2.9 y 2.10). Los megacristales tienen un tamaño medio de 5-7 cm de largo por 2-4 cm de ancho y, en general, presentan hábitos idiomorfos. Estos megacristales o glándulas pueden llegar a alcanzar los 10 cm de largo, y a veces presentan secciones muy redondeadas. En los megacristales que se encuentran sueltos en las zonas arenizadas se puede apreciar muy bien el fuerte idiomorfismo y la abundancia de maclas de Carlsbad.



Foto 2.8: Detalle de la morfología de afloramiento del ortogneis glandular, condicionada por la fábrica deformativa. En este caso la foliación es S1 + S3, presentando una esquistosidad principal con un buzamiento vertical.



Foto 2.9: Distribución bimodal de los fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa.



Foto 2.10: Detalle textural del ortogneis glandular; la matriz tiene un color gris oscuro, algo azulado. Se puede apreciar el carácter bimodal de los feldespatos. En la glándula de feldespato potásico que hay en el lado izquierdo se aprecia una fina orla marginal formada por un agregado de pequeños cristales de plagioclasa albítica.

Otra de las características comunes de las glándulas de feldespato potásico es la presencia de finas orlas de cristales de plagioclasa albítica que las recubren, definiendo una textura rapakivi. Esta textura se puede observar a escala de muestra de mano y en secciones buenas se aprecia que constituye una orla xenomorfa (Foto 2.11, flecha azul). Son también comunes las inclusiones de biotita, que se disponen de forma paralela a los bordes de los megacristales (texturas Frasl). Otras veces se observa un zonado concéntrico en los megacristales (Fotos 2.12, 2.13 y 2.14), con límites netos entre las zonas.

Los megacristales y glándulas de feldespato potásico tienen sombras de presión asimétricas, formadas por fibras de cuarzo alargadas, paralelas a la lineación mineral de la roca y coherentes con los criterios de movimiento de las texturas S-C desarrolladas durante la primera fase de deformación.

Los fenocristales de cuarzo muestran un tamaño de grano medio de 1 cm a 1,5 cm. Sus formas son redondeadas, pudiendo verse golfos de corrosión (véase Foto 2.11, flecha amarilla). En general, dentro de la facies de los esquistos verdes, estos fenocristales tienen un color azulado, que se debe a gran cantidad de inclusiones de agujas de rutilo (efecto Tyndall; Foto 2.15). Al observar en detalle la roca, se aprecian cristales de cuarzo con un tamaño menor ($\approx 0,5$ cm), que tienen un mayor idiomorfismo que los primeros y que pueden presentar caras cristalinas bien desarrolladas.

Otra característica de los ortogneises glandulares de bajo grado es la presencia de un moteado de color negro, formado por agregados de pequeños cristales de biotita, con formas alargadas, algo elipsoidales, marcando una lineación paralela a la definida por las sombras de presión y a las fibras que se desarrollan en ellas. También son frecuentes los nódulos de cuarzo, de color blanco, con formas irregulares y con unos tamaños que pueden variar desde 1 hasta 7 cm.

La textura de estos ortogneises glandulares es semejante a la textura rapakivi de los granitos de este tipo en Escandinavia. EKLUND y SHEBANOV (1999) describen la textura rapakivi como definida por glándulas de feldespato potásico rodeadas por pequeños cristales de plagioclasa, megacrístales de cuarzo con formas redondeadas y megacrístales de plagioclasa con hábito euhedral, dentro de una matriz de grano fino y de composición granítica, descripción que se ajusta a la de nuestras rocas, y que ha de tomarse como un reflejo de las condiciones de cristalización de la roca.

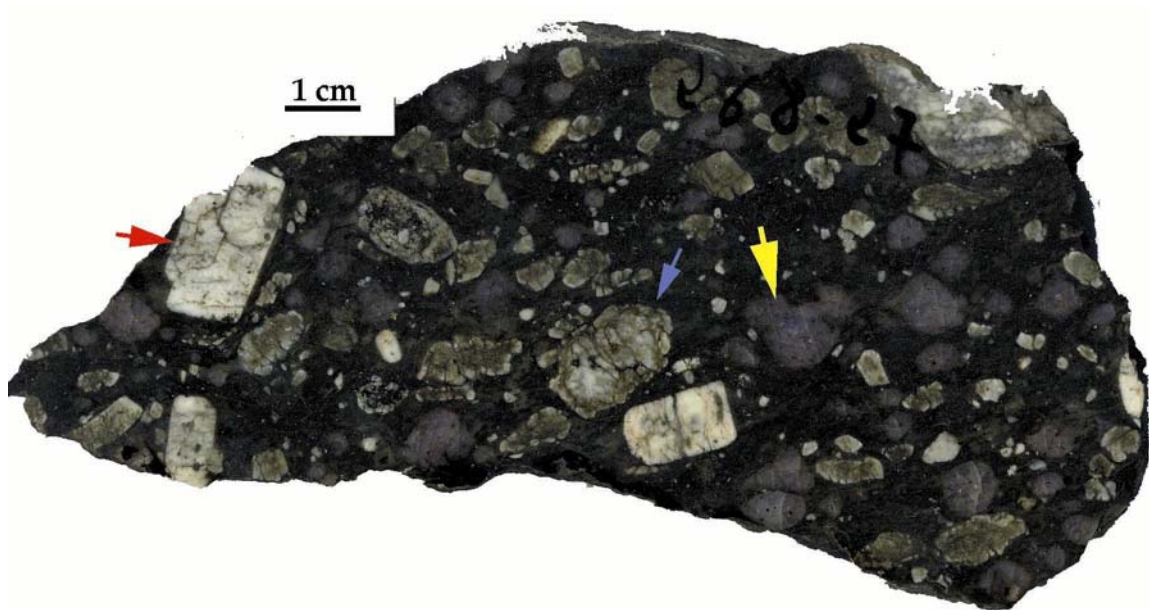


Foto 2.11: Otro detalle del gneis glandular. Se aprecia el color gris oscuro de la matriz en la roca fresca. La **flecha amarilla** señala un cristal de cuarzo de gran tamaño, con golfos de corrosión. La **flecha roja** señala un fenocristal de feldespato potásico idiomorfo, con caras cristalinas muy bien desarrolladas. La **flecha azul** marca un fenocristal de feldespato potásico que tiene una orla de pequeños cristales de plagioclasa, dando lugar a una textura rapakivi, que también se observa en otros fenocristales.

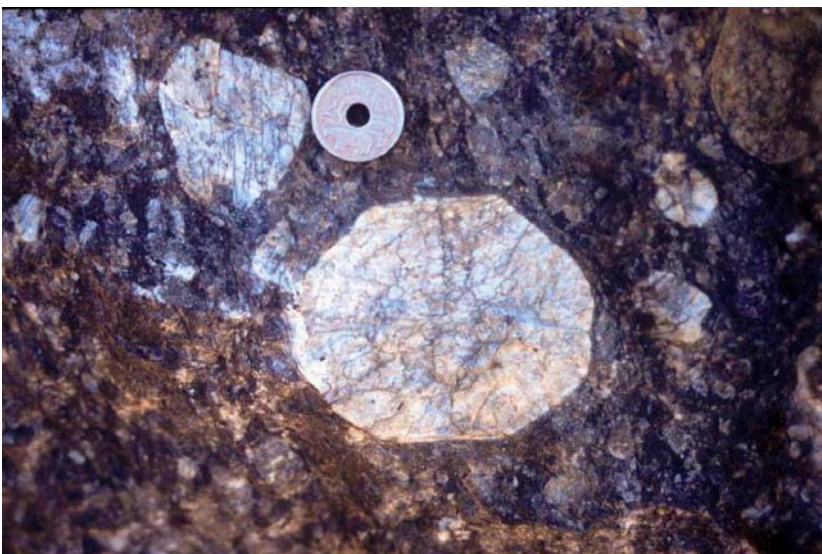


Foto 2.12: Fenocristal de feldespato potásico con hábito idiomorfo; presenta una sección octogonal con caras cristalinas bien desarrolladas.

Foto 2.13: Fenocristal de feldespato potásico con zonado concéntrico. En este tipo de cristales son frecuentes las inclusiones de biotita que marcan el zonado concéntrico, paralelo a las caras cristalinas. Además, se puede apreciar el carácter bimodal de la distribución de tamaños de los feldespatos.



Foto 2.14: Glándula de feldespato potásico con forma ovoide y una orla formada por pequeños cristales de plagioclasa ácida.

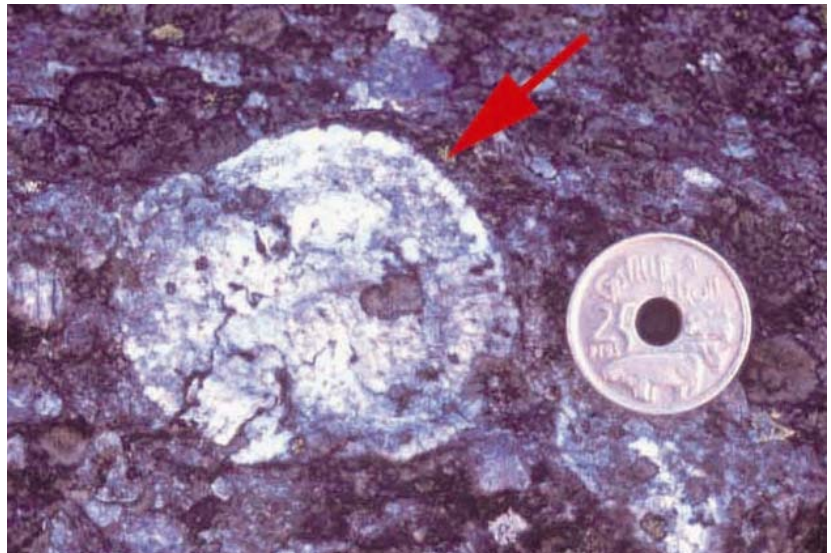


Foto 2.15: En esta Fotografía se puede apreciar el color azulado de los fenocristales de cuarzo (Qtz) en la mitad oriental de la zona de estudio. También se aprecia cómo el megacristal de feldespato potásico muestra una fracturación de origen tectónico, que es subperpendicular a la lineación mineral y de estiramiento.



2.2.1.2.- Ortogneises glandulares de la zona metamórfica de alto grado

Estas litologías se pueden observar en dos zonas, siempre en contacto y bajo los materiales del Ordovícico Inferior. La más extensa se encuentra en el flanco S del Antiforme del “Ollo de Sapo”, en la zona que se extiende entre Villardeciervos y Palacios de Sanabria. En el flanco N, estas rocas afloran al E de la localidad de Muelas de los Caballeros.

Según se avanza hacia la zona occidental, el grado metamórfico va aumentando a la vez que se pasa a niveles estructurales más bajos, lo que va produciendo un cambio progresivo en las características texturales y mineralógicas de la roca, tanto a escala macroscópica como microscópica. A escala de afloramiento, uno de los primeros cambios que se observan viene marcado por un cambio en la textura de la matriz, pasándose de una de grano muy fino a otra con un tamaño de grano mayor, debido a la recrystalización. Otros de los cambios fácilmente reconocibles en el campo se producen en la fábrica que presentan los ortogneises glandulares. Se pasa de una matriz con una sola esquistosidad (S1 + S3) a otra donde es patente la superposición de dos esquistosidades (S2 y S3), y el desarrollo de un bandeo tectónico (S2), con dominios claros y oscuros, marcados por microlitones cuarzo-feldespáticos y microlitones biotíticos. En la Foto 2.16 se observa un buen ejemplo del aspecto de los ortogneises glandulares en el campo en la zona de la biotita.

Partiendo de la muestra representada en la Foto 2.16, según va aumentando la deformación y el grado metamórfico, la evolución de la fábrica queda ilustrada en la secuencia de Fotos 2.17 a 2.23. Los cambios texturales a escala microscópica serán descritos en los capítulos dedicados a la deformación y al metamorfismo.

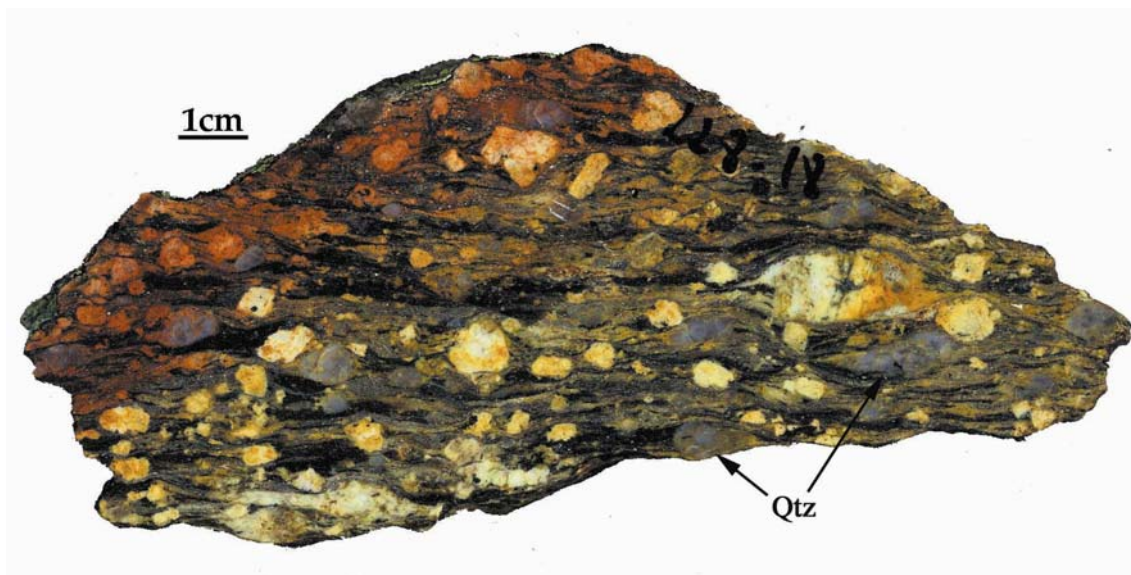


Foto 2.16: Aspecto textural del ortogneis glandular en la zona de la biotita. La matriz ya tiene una foliación (S2) bien definida por los agregados de biotita. Los cristales de cuarzo (Qtz) empiezan a formar “ribbons” con texturas sigmoidales (Muestra: 228-18). La sección corresponde al plano XZ del elipsoide de deformación finita.



Foto 2.17: Con el aumento de la deformación y el metamorfismo, van desapareciendo los fenocristales de cuarzo (**Qtz**), a la vez que se va desarrollando una fábrica (**S2**) marcada por dominios, unos con tonalidades claras (enriquecimiento en cuarzo y feldespatos) y otros con tonalidades oscuras (biotíticos). La Foto refleja un plano XZ, donde ya se comienzan a observar criterios cinemáticos. (Muestra: 229-26).



Foto 2.18: Ortogneis glandular en la zona de la sillimanita. La foliación está marcada por un bandeo tectónico formado por bandas cuarzo-feldespáticas y biotíticas (Muestra: 267-100).



Foto 2.19: Detalle del ortogneis glandular en la zona de la sillimanita, afectado por procesos de migmatización. Se observa cómo se empieza a difuminar la fábrica (S2) marcada por las bandas biotíticas.



Foto 2.20: Detalle del ortogneis glandular con la foliación (S2) muy desdibujada, debido la migmatización sobrepuesta.



Foto 2.21: Glándulas de feldespato potásico dentro de una matriz que prácticamente ha perdido la foliación (S₂) y sólo quedan restos de agregados desorientados de biotita.



Foto 2.22: Restitas del ortogneis glandular en un granitoide migmatítico inhomogéneo procedente de la fusión del propio ortogneis glandular.



Foto 2.23: Otro ejemplo de restitas del ortogneis glandular inmersos en un granitoide migmatítico inhomogéneo. Dentro del granitoide migmatítico inhomogéneo ya no quedan restos de la foliación como los que se observan en la Foto anterior.

2.2.2.- Tobas de grano grueso

Se encuentran en contacto con los ortogneises glandulares, tanto por encima como por debajo en el cuerpo oriental, siendo el contacto entre ambos tipos bastante gradual, empezando por una pérdida de las glándulas de feldespato potásico, que progresivamente pasan a mostrar texturas de fragmentación. Una vez que han desaparecido las glándulas de feldespato potásico, las características texturales, mineralógicas y composicionales mantienen una gran homogeneidad a escala de afloramiento e incluso en grandes áreas, aunque se pueden observar variaciones en cuanto al tamaño de grano de los porfiroclastos.

Es difícil encontrar un buen afloramiento que muestre el cambio progresivo en las texturas, pero en la localidad de Villardecervos podremos encontrar en la mampostería de las fachadas de las casas buenos ejemplos de estas variaciones texturales. En todas las localidades del flanco sur oriental del antiformal, siempre se han utilizado estas rocas para la construcción, ya que no presentan las típicas glándulas de feldespato potásico de los ortogneises y son más fáciles de trabajar.

Las tobas de grano grueso presentan coloraciones grisáceas a verdosas e incluso amarillentas, dependiendo del grado de alteración. Tienen un tamaño de grano grueso, son porfidoclasticas, con abundantes cristales fragmentados de feldespato y de cuarzo y con una matriz de grano fino esquistosada. Los porfiroclastos son de cuarzo, plagioclasa y feldespato

potásico. Los primeros pueden tener un acusado idiomorfismo, con caras cristalinas bien desarrolladas, de manera que se llegan a observar secciones cuadradas. Los porfiroclastos de feldespato tienen un tamaño medio de 1 centímetro. En las Fotos 2.24 a 2.26 se pueden observar diversos aspectos texturales.



Foto 2.24: Aspecto textural de afloramiento de las tobas de grano grueso.

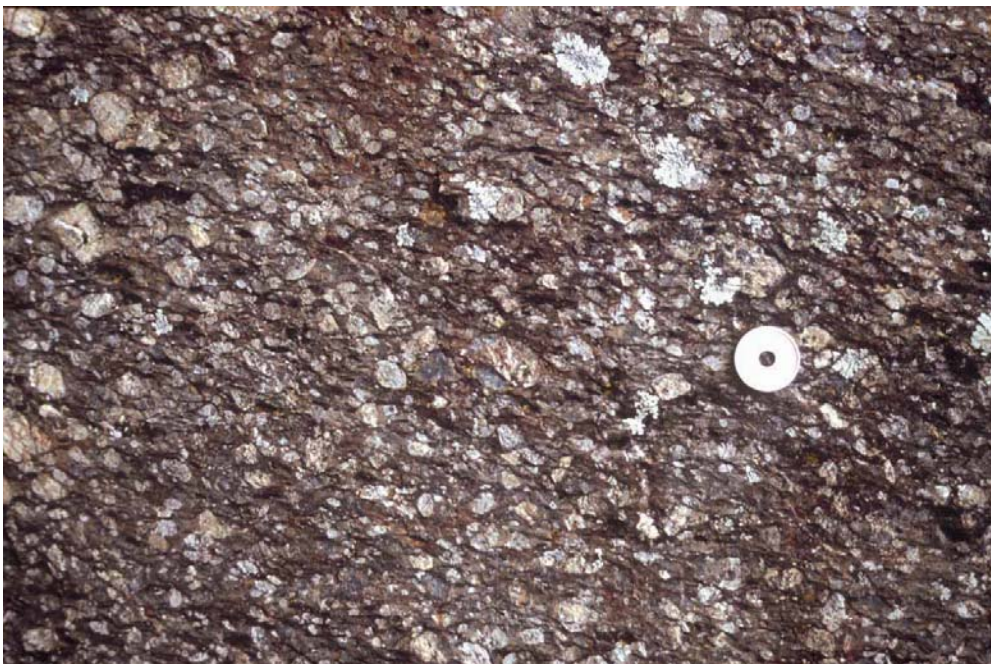


Foto 2.25: Aspecto de campo de las tobas con porfiroclastos de grano grueso. El tamaño de grano de los porfiroclastos de cuarzo y feldespato potásico puede variar de grueso a muy grueso. En conjunto, el tamaño de grano es inequigranular bimodal.



Foto 2.26: Aspecto textural de las tobas cristalinas con porfiroclastos de grano grueso. Cuando la roca tiene un corte fresco, la coloración es de tonos grisáceos.

Aunque a escala de afloramiento este tipo de roca es muy homogéneo, se pueden observar variaciones en el tamaño de grano y en determinados afloramientos aún es posible observar la estratificación (Foto 2.27), donde se pueden apreciar capas con características sedimentarias, con granoclasificaciones y compuestas por grauvacas. Estas estructuras (S₀) corresponderían a periodos de tranquilidad volcánica.



Foto 2.27: Afloramiento perteneciente a las tobas, donde se puede apreciar la estratificación (S₀) marcada por capas de grauvacas.

2.2.3.- Ignimbritas

Dentro de la zona de estudio, esta es la primera vez que se identifica esta facies. A primera vista y desde el punto de vista macroscópico, las rocas son parecidas a los ortogneises glandulares, pero al observarlas más en detalle se pueden apreciar diferencias, que consisten en un tamaño de grano más pequeño (medio a grueso), menor contenido de porfiroclastos y glándulas de feldespatos y menor idiomorfismo de los minerales.

Las ignimbritas afloran al O del pueblo de Muelas de los Caballeros, entre las localidades de Cerezal de Sanabria y Donado, en el flanco N del Antiforme de Sanabria. Estratigráficamente, se encuentran sobre los ortogneises glandulares, siendo el contacto entre ambas litologías gradual, y pasándose de una roca con fenocristales y glándulas idiomorfas a otra en la que todos los fenocristales presentan un carácter fragmentario. Es en esta zona de menor deformación y grado metamórfico donde mejor se han conservado las texturas originales de la roca.

En el Mapa Geológico, se puede comprobar cómo sobre las ignimbritas se encuentran, bien pizarras negras de la sucesión de pizarras y cuarcitas de las Capas de Los Montes, bien la primera barra cuarcítica cartografiada. Así, en el cerro Cigarrosa (Coordenadas UTM, Huso 29, X= 713.850, Y= 4.667.200) se puede comprobar que la primera barra cuarcítica se apoya directamente sobre estos materiales de la Formación "Ollo de Sapo", lo que pone de manifiesto que falta un tramo de la serie del Ordovícico Inferior, y que esa zona era un umbral elevado con respecto a las circundantes.

Los afloramientos de ignimbritas son bastante malos, pues se encuentran en las laderas o resaltes donde comienzan a aparecer los sedimentos ordovícicos del Sinforme de Truchas, y es frecuente que estén recubiertos por derrubios de ladera. No obstante, existen buenos afloramientos a lo largo del camino que sube desde la localidad de Faramontanos de la Sierra hacia el cerro de Carbayal (1.386 m).

Las ignimbritas tienen una foliación primaria definida por el aplastamiento de la matriz cinerítica y los piroclastos semifundidos de pómez y presenta un flameado (textura eutaxítica) que es característico de este tipo de depósitos piroclásticos (Fotos 2.28 y 2.29). Los fragmentos de vidrio han sido aplastados y compactados hasta adquirir la forma que presentan actualmente, con secciones alargadas y formas lenticulares. Los litoclastos tienen un color que varía desde gris oscuro a negro y están empastados en una matriz gris clara, con cierta tonalidad verdosa. En lámina delgada se observa cómo la fuerte compactación y soldadura han determinado que los fragmentos de vidrio hayan perdido las vesículas originales, pudiéndose apreciar algunas estructuras vestigiales que evidencian la existencia previa de las mismas.

En general, son rocas porfídicas, esquistosadas y de aspecto microglandular. El tamaño de los clastos es variable, desde medio (4-6 mm) a grueso (6-10 mm), pero siempre menor que en los ortogneises glandulares, y suele tratarse de cristales de cuarzo y feldespatos. Casi siempre tienen coloraciones claras, alternando los tonos grisáceos con otros ocres o incluso amarillentos, en función del grado de alteración (Foto 2.28). Gran parte de los cristales de feldespato potásico y de plagioclasa están fragmentados por efecto de la dinámica de los procesos eruptivos que formaron estos depósitos ignimbríticos. Los cristales de menor tamaño son, en general, inferiores a 1 cm, con

secciones xenomorfas. Estos cristales son principalmente plagioclasas. Los fenocristales de cuarzo tienen un tamaño medio de 3-5 mm, con secciones redondeadas o elípticas y suelen estar formados por subgranos. Tienen un color blanquecino o traslúcido y raramente presentan el color azulado de los cuarzos de los ortogneises glandulares.

La matriz es de grano muy fino a casi afanítica, esquistosada y de color gris claro o con tonalidades verdosas claras. En ella están englobados el resto de los componentes que confieren a la roca el carácter porfidoclástico.

Una de las características más llamativas en el campo, y que diferencia a estas rocas de los ortogneises glandulares, es la presencia de fragmentos de color negro (Fotos 2.30, 2.31 y 2.32), con formas planares o lenticulares. Corresponden a obsidianas desvitrificadas, con un tamaño medio de 4-7 mm, y que debido a su aplastamiento definen una fábrica primaria (foliación eutaxítica) que es subparalela a la foliación tectónica principal. A veces, los fragmentos de vidrio pueden definir una lineación. Algunos de estos fragmentos de vidrio volcánico (Foto 2.33), aplastados y soldados con la matriz, conservan parte de la vesiculación.

Otra rasgo característico, común con los ortogneises glandulares, es la presencia de fragmentos líticos de color oscuro, de pequeñas dimensiones, que raramente superan los 10 cm de diámetro. En la Foto 2.34 puede verse uno de estos fragmentos líticos, a escala de afloramiento. También es relativamente frecuente encontrar nódulos de cuarzo de color blanco o traslúcido, con un tamaño de unos 5 cm y que suelen tener forma lenticular.



Foto 2.28: Detalle textural de una de las muestras de las ignimbritas. Se observa la orientación de los vidrios volcánicos, definiendo una foliación primaria eutaxítica (Muestra: 28-100).

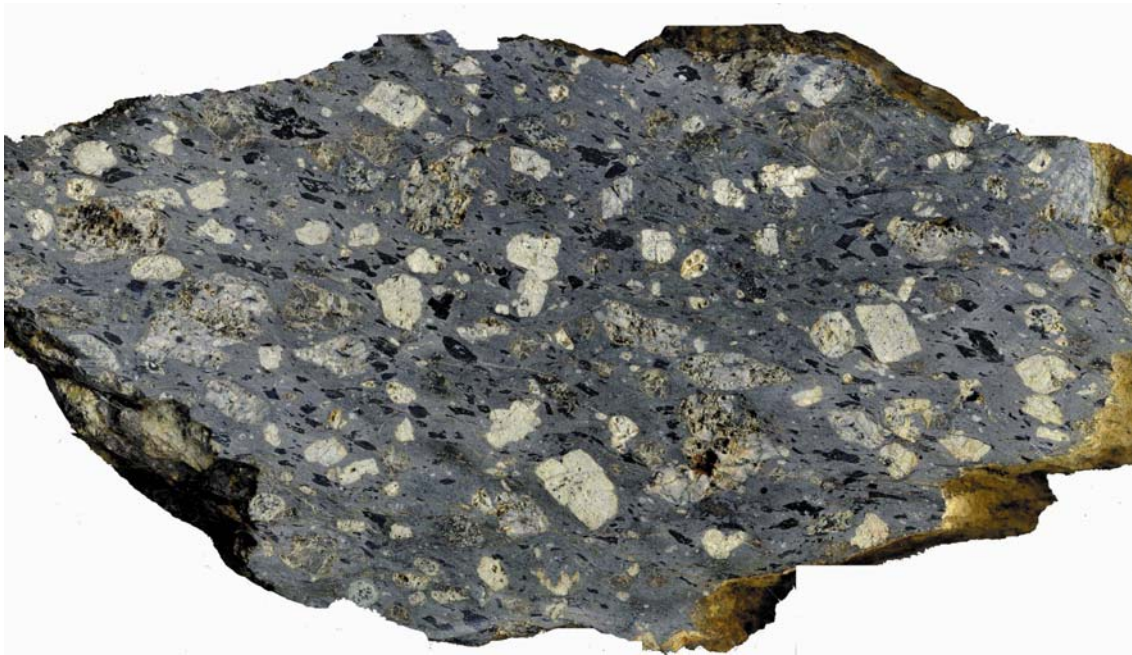


Foto 2.29: Detalle textural de una muestra de las ignimbritas. (Muestra: 268-44). Se observa la presencia de fenocristales y cristales fragmentados, así como fragmentos de vidrios negros aplastados que definen una fábrica eutaxítica.

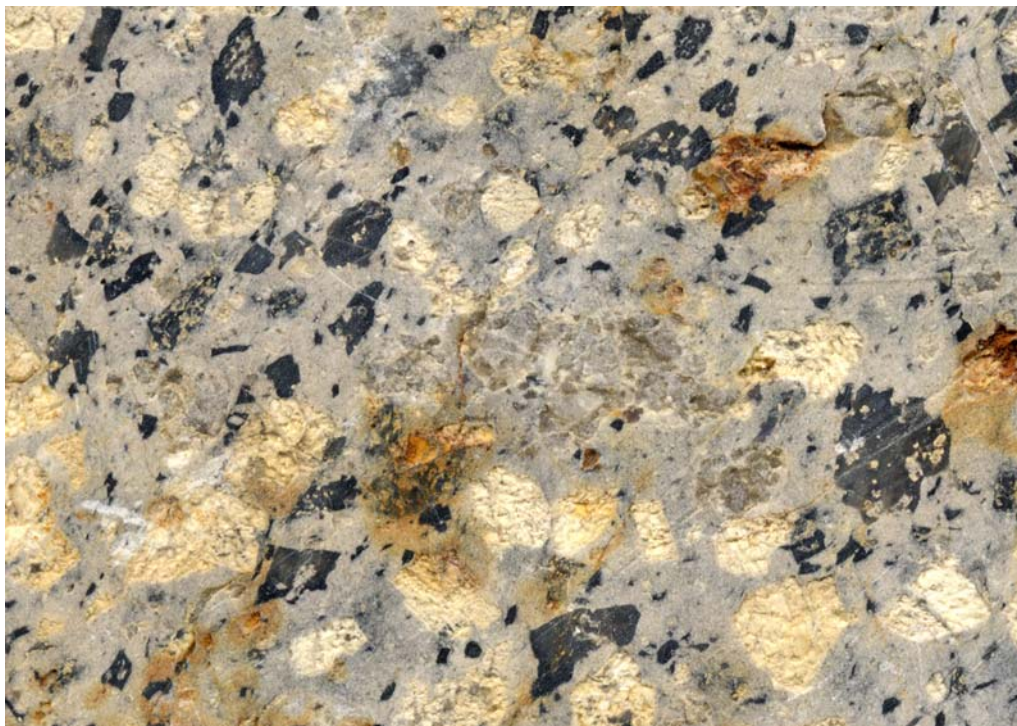


Foto 2.30: La roca presenta una matriz de color gris claro y se observa muy bien cómo resaltan los fragmentos de vidrio volcánicos (color negro). En la parte central se encuentra un fenocristal de cuarzo de gran tamaño.

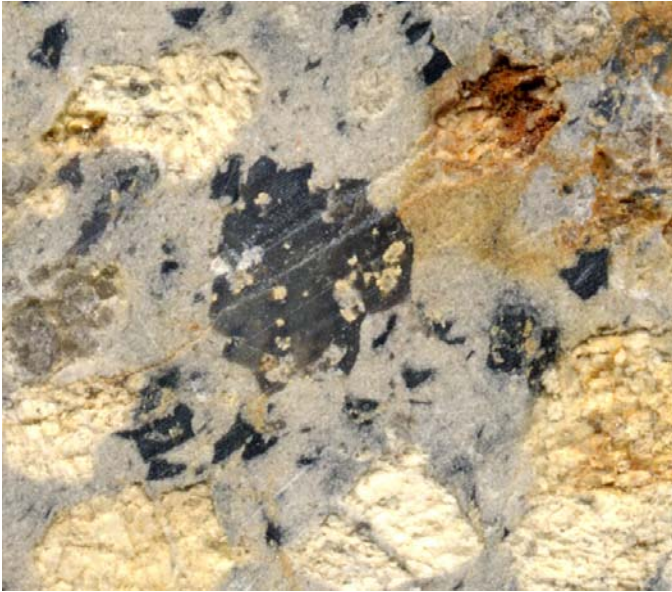


Foto 2.31: Detalle de uno de los fragmentos de vidrio volcánico de la muestra anterior. Se observa que estos cristales conservan vesículas. A la izquierda del fragmento vítreo hay un fenocristal de cuarzo con golfos de corrosión.

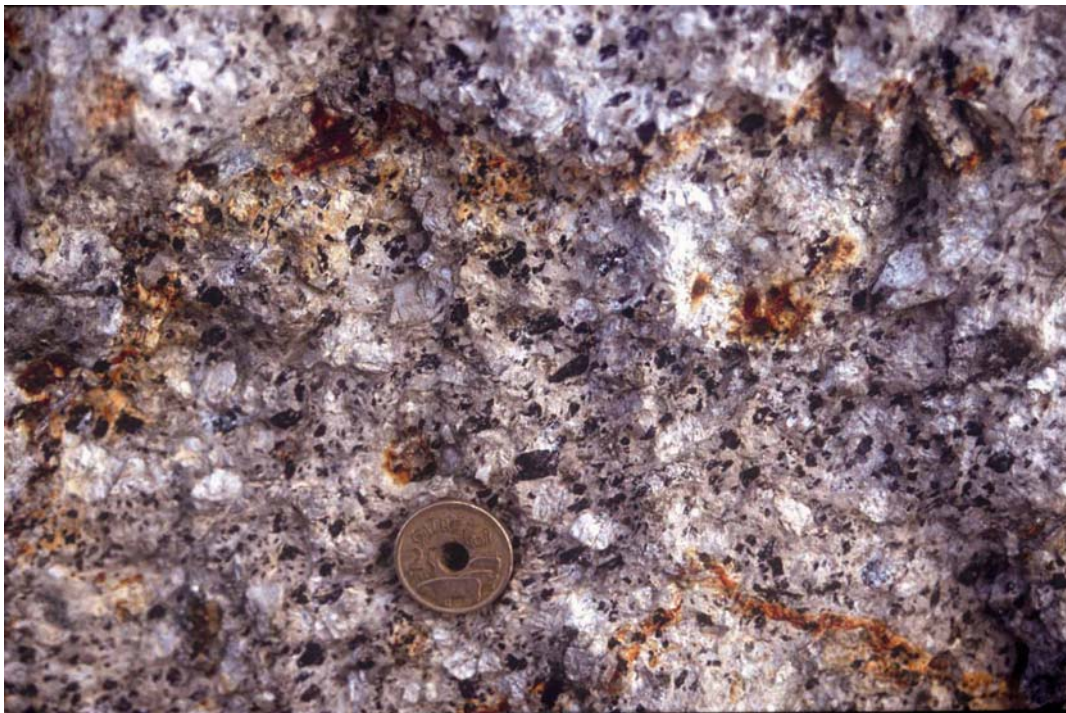


Foto 2.32: Aspecto de campo de las ignimbritas. Los clastos negros característicos de esta facies son fragmentos de vidrios volcánicos. El color blanquecino de la roca se debe a la alteración de los feldespatos.

Foto 2.33: Detalle de un fragmento de vidrio. Siempre son de color negro y, en este caso, se pueden observar vesículas irregulares aplastadas. La longitud de la barra de escala es de 3 mm (Muestra: 268-44).

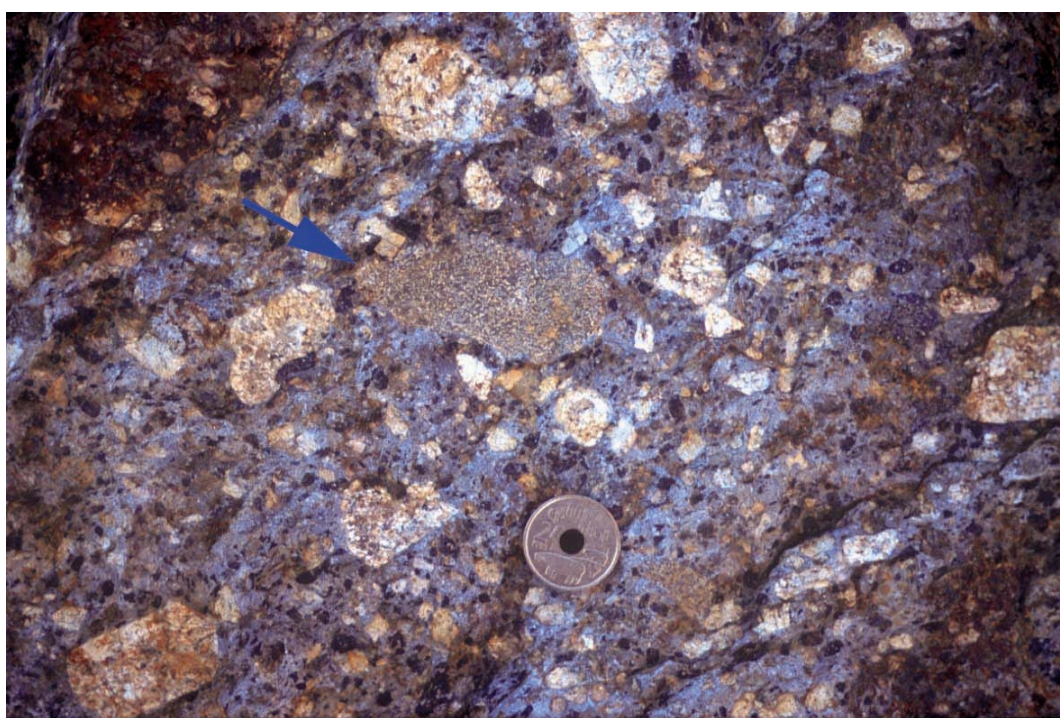


Foto 2.34: Aspecto de afloramiento de la ignimbrita. Se puede apreciar un pequeño fragmento lítico (flecha de color azul). Estos fragmentos líticos son iguales a los que se encuentran en los ortogneises glandulares.

2.2.4.- Tobas riolíticas

Este tipo de rocas se describen por primera vez en la Formación “Ollo de Sapo” en la zona de Sanabria. Se encuentran dos afloramientos de tamaño cartografiable en la mitad oriental de la zona de estudio, el primero de ellos al O de Otero de Centenos (pequeña localidad situada al N de Mombuey), el segundo al N de Asturianos, en el cerro El Cucuruto (1.141 m), ambos rodeados de ortogneises glandulares. La calidad de los afloramientos no es muy buena, por lo que las relaciones con los ortogneises glandulares no se llegan a observar. La morfología de los afloramientos es elíptica, con su eje mayor subparalelo a las estructuras de los ortogneises. Probablemente estos

afloramientos corresponden a conductos de emisión de riolitas ignimbríticas intrusivos en los ortogneises glandulares y relacionados genéticamente con ellos.

En el primero de los afloramientos mencionados, las rocas tienen una matriz de grano muy fino, casi afanítica que presenta tonos de colores amarillentos debido a la alteración. A veces, cuando la roca está más fresca, presenta tonos rosados. Sobre esta matriz resaltan los fenocristales de cuarzo que son los únicos que exhibe (Foto 2.35). Estos afloramientos sólo tienen una foliación (S1+S3), concordante con la que presenta el ortogneis glandular (N 105°E a N 115°E/ subvertical). Las rocas del segundo afloramiento, al N de Asturianos, presentan las mismas características, pero aquí el grado de la deformación es algo mayor y se pueden observar dos esquistosidades (S1 = N 125°E/ 60°SO; S3 = N120°E/ 77°NE).



Foto 2.35: Aspecto textural de las tobas riolíticas. Como se puede observar en esta sección pulida, los únicos fenocristales son los de cuarzo y todos ellos presentan sombras de presión, más o menos simétricas. Como se ve en el cuarzo señalado por la flecha negra, son frecuentes las fracturas de tipo de “pull-apart”. Esta muestra procede del afloramiento más oriental, al N de Mombuey (Muestra: 268-46).

2.2.5.- Tobas epiclásticas y grauvacas volcanogénicas

Los materiales que componen esta secuencia volcanosedimentaria son principalmente grauvacas y tobas epiclásticas (Foto 2.36) con variaciones en la granulometría y finos niveles de pizarras de color verdoso, que en algunos casos llegan a tener representación cartográfica.

Tradicionalmente, estas rocas han sido denominadas el “Ollo de Sapo” de grano fino (MARTÍNEZ GARCÍA, 1973). Afloran sobre todo rodeando el cuerpo occidental de ortogneises glandulares, pero tienen especial desarrollo en el N y NO de Puebla de Sanabria y pueden verse buenos afloramientos en los alrededores de las localidades de Cervantes y Paramio. En esta zona,

la intensa alteración diferencial acentúa las características estratigráficas de estas rocas. Otros afloramientos, de mejor calidad, se encuentran en la carretera que va desde El Puente hacia San Ciprián.

Los afloramientos que existen en el flanco N, en las inmediaciones de Carbajales de la Encomienda, justo en el contacto con los sedimentos ordovícicos en el cuerpo oriental, no tienen representación cartográfica, pero son muy ilustrativos sobre las características de estas rocas. Donde la deformación es escasa, se puede ver la estratificación (So) marcada por la presencia de finos niveles de pizarras con tonalidades verdosas. Dentro de los niveles microconglomeráticos se observa granoclasificación positiva (Fotos 2.37 y 2.38).

Al ascender en la serie, dentro de los metasedimentos que ya pertenecen a las Capas de Los Montes, es normal encontrar niveles de origen epiclástico, que presentan las mismas características texturales y composicionales que los pertenecientes a la Formación "Ollo de Sapo". Estos niveles pueden encontrarse en las capas de areniscas y cuarcitas. Tienen carácter volcanosedimentario y proceden de ignimbritas riolíticas.

Foto 2.36: Aspecto textural de las tobas epiclásticas que forman parte de la secuencia volcanosedimentaria. Se trata de rocas inmaduras, que conservan gran cantidad de cristales de feldespato; además contienen cristales de cuarzo con formas redondeadas (Muestra: 267-133).





Foto 2.37: En esta foto se puede ver la estratificación de los materiales que constituyen la secuencia volcanosedimentaria. También se observa la granoclasificación positiva, marcada principalmente por el tamaño de los clastos de cuarzo (Muestra: 268-48). Un detalle de esta muestra se puede ver en la Foto 2.38.

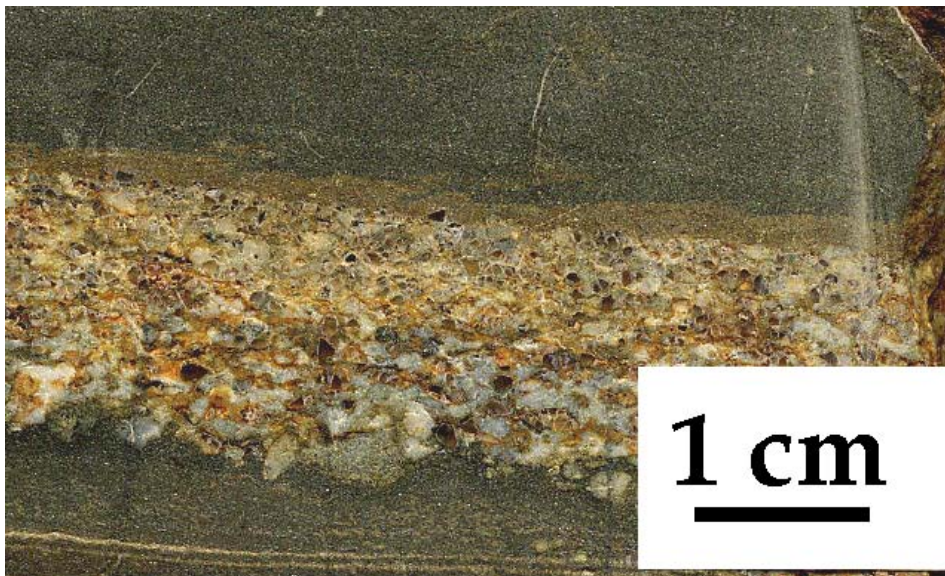


Foto 2.38: Detalle de la Foto anterior donde se aprecia mejor la granoclasificación positiva que presentan los niveles volcanosedimentarios, con la base erosiva y el techo plano.

2.3.- ORTOGNEISES GRANÍTICOS TIPO COVELO

Dentro de la Serie de “Viana do Bolo” se encuentran tres grandes afloramientos de ortogneises graníticos, que corresponden a cuerpos plutónicos deformados durante la Orogenia Varisca. El afloramiento de mayor extensión es el de Covelo, al N de la localidad de Viana do Bolo (Ourense). Los otros dos afloramientos mayores son los de Ramilo y San Sebastián, el primero por encontrarse cercano al pueblo del mismo nombre y el segundo, por el embalse situado en la carretera que va desde Villavieja hasta Porto. Los afloramientos de Covelo y de Ramilo, que actualmente están desconectados, pertenecían posiblemente a un mismo plutón, que debido a los procesos deformativos de la segunda fase de deformación de la Orogenia Varisca se habría desmembrado. Posteriormente han sido plegados por la tercera fase.

Todos estos afloramientos ortognésicos están formados por granitoides de grano medio a grueso, biotíticos y porfídicos. Sus características texturales y petrográficas serán descritas en detalle en el Capítulo 3. El plutón del que aparentemente derivan intruyó en la Serie de “Viana do Bolo”, como se puede comprobar en los afloramientos al Pradorramisquedo, en el cauce del río Vibey. En el caso del Ortogneis de Ramilo, algunos de los autores mencionan que intruye en el ortogneis glandular (IGLESIAS PONCE DE LEÓN Y VAREA NIETO, 1982; ARIAS *et al.*, 2002), lo que no se ha confirmado en este trabajo.

El Ortogneis de Covelo es el mayor tamaño y da lugar a un relieve topográfico positivo. Tiene una forma cartográfica alargada, con unas dimensiones de 10 km de largo por 3 a 5 km de ancho y una dirección aproximada N 120°E, paralela a la lineación de estiramiento L2. Su terminación oriental tiene forma redondeada, mientras en el lado opuesto el contacto tiene un trazado rectilíneo N-S, debido a que está cortado por la Falla de Chandoiro. Se trata de un ortogneis biotítico de carácter porfídico (Fotos 2.39 y 2.40).

El Ortogneis de Ramilo tiene una forma casi redondeada debido a que aflora en una pequeña cubeta tectónica, y en su parte más oriental es intruido por el granitoide varisco de Pradorramisquedo. Se trata de un ortogneis leucocrático y de carácter porfídico.

El Ortogneis de San Sebastián también intruye en la Serie de “Viana do Bolo” y su forma cartográfica es alargada según una dirección N 100°E a N 110°E, paralela a la lineación de estiramiento L2 (Foto 2.41). En su terminación oriental, en el alto del cerro Cabezo Grande (Coordenadas UTM, Huso 29, X= 667.150, Y= 4.667.200), el ortogneis se encuentra intensamente migmatizado, transformado en un granitoide inhomogéneo con frecuentes bolsadas de pegmatoides (Foto 2.42), donde aún se pueden observar restos de la fábrica original S2, marcadas por la alineación de biotitas. LANCELOT *et al.* (1985) obtuvieron para él una edad de 465 ± 10 Ma (Ordovícico Medio) por el procedimiento U-Pb en circones.

Además de estos tres grandes cuerpos, existen otros ortogneises de menor tamaño e incluso de escala no cartografiable. En el Mapa Geológico se han representado dos cuerpos, uno de ellos situado al E de la localidad de Tabazoa de Humoso y el otro al S de Castiñeira. Ambos presentan las mismas características que los anteriores y su forma cartográfica es también paralela a la lineación de estiramiento L2.

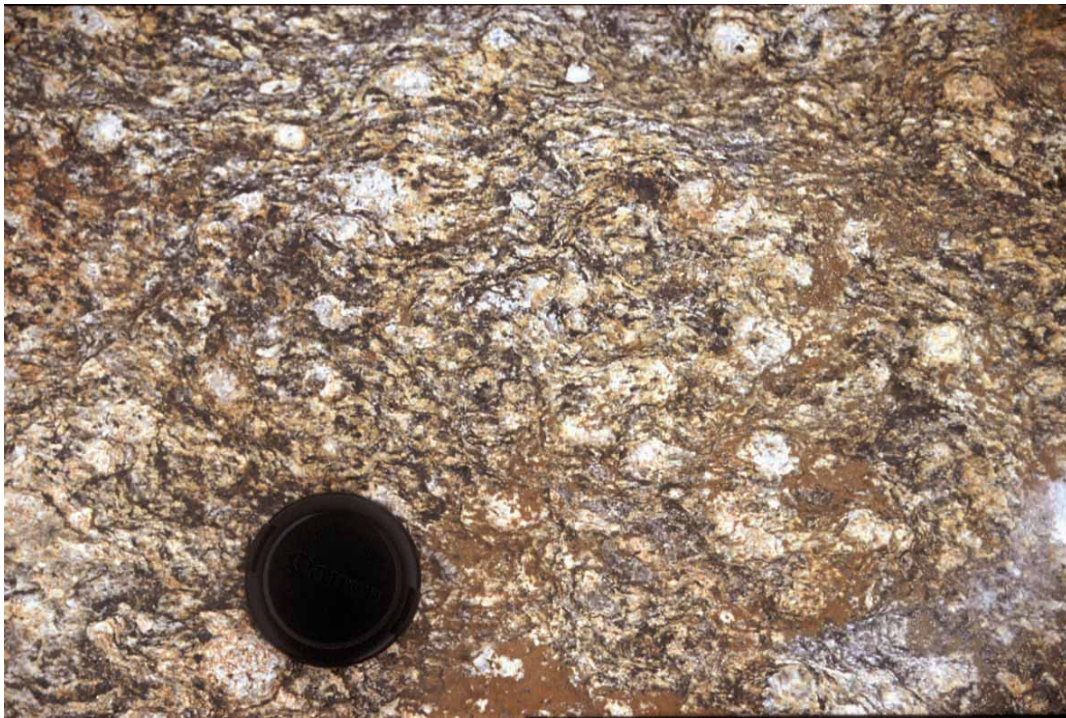


Foto 2.39: Aspecto macroscópico del Ortogneis de Covelo. Se observa el carácter porfídico de la facies común.



Foto 2.40: Aspecto textural del Ortogneis de Covelo (Muestra: 266-36).

Foto 2.41: Aspecto textural del Ortogneis de San Sebastián. Se observa el bandeo tectónico y las glándulas de feldespato potásico fuertemente estiradas por la segunda fase de deformación varisca.



Foto 2.42: Aspecto textural de una bolsada de pegmatoide desarrollada por los procesos de migmatización. Este tipo de estructuras es muy frecuente tanto en los ortogneises tipo “Ollo de Sapo” como en los ortogneises graníticos, dentro de la zona de alto grado metamórfico. Se caracterizan por un tamaño de grano grueso a muy grueso y, a veces, por grandes cristales de feldespato, como se puede apreciar en la Foto.



2.4.- LA SEDIMENTACIÓN ORDOVÍCICA

El Ordovícico es discordante sobre una secuencia precámbrica-cámbrica en gran parte de la ZCI y también en la limítrofe ZOM. La discordancia se encuentra en algunos sectores en la base de las cuarcitas arenigienses y puede estar localmente marcada por niveles conglomeráticos de diversa potencia. En otros sectores, se encuentran en la parte basal del Ordovícico capas rojas con icnofósiles que han sido atribuidos al Tremadoc, aunque no está probada fehacientemente esta edad.

Esta importante discordancia había sido denominada Sárdica por LOTZE (1945a), pero como pusieron de manifiesto HAMMANN *et al.* (1982), tal denominación es errónea, pues la auténtica discordancia Sárdica descrita en Cerdeña (STILLE, 1924) separa al Cámbrico-Ordovícico Inferior (Tremadoc y posible Arenig) del Ordovícico Superior (a partir del Caradoc Inferior). Por lo tanto, la discordancia en la base del Ordovícico debe denominarse Toledánica (LOTZE, 1956), y ha sido atribuida a los efectos de movimientos preordovícicos, desarrollados en un régimen de tectónica de bloques (MCDUGALL *et al.*, 1987). MARTÍNEZ CATALÁN *et al.* (1992) describen este tipo de tectónica en bloques en el Sinclinal de Truchas, atribuyéndole un carácter extensional, con basculamientos y formación de semigrabens ligados a fallas, lo cual explicaría la distribución irregular y los frecuentes cambios de potencias de los materiales del Ordovícico Inferior que se observan por toda la zona.

Para la región que nos ocupa, MATTE Y RIBEIRO (1967) proponen la existencia de la discordancia en el sector de Sanabria. También IGLESIAS PONCE DE LEÓN Y RIBEIRO (1981) describen una discontinuidad a techo del "Ollo de Sapo" en la región de Villadepera.

En la zona estudiada, se encuentra una discontinuidad en la zona nororiental, en el límite con la base del Sinclinal de Truchas, al N de la zona comprendida entre las localidades de Anta de Rioconejos y Muelas de los Caballeros. Allí se pueden observar cambios en la potencia de los sedimentos del Ordovícico (Capas de Los Montes) e incluso desaparecen las pizarras por debajo de la primera barra cuarcítica de escala cartografiable, que llega a reposar sobre "Ollo de Sapo". Además, puede faltar de forma puntual el complejo volcanosedimentario, situándose la sucesión de pizarras y cuarcitas directamente sobre los ortogneises glandulares.

Sin embargo, más que demostrar la existencia de una importante discordancia entre los sedimentos ordovícicos y el "Ollo de Sapo", esos hechos apuntan a una actividad tectónica y volcánica durante el Ordovícico Inferior. De existir una verdadera discordancia de carácter regional, su localización más probable no sería a techo del "Ollo de Sapo", sino en su base, sobre las series infrayacentes de probable edad Cámbrico Inferior, o Proterozoico Superior en el caso de Villadepera (VILLAR ALONSO, 1990). Esta posibilidad estaría avalada por la edad Ordovícico Inferior del "Ollo de Sapo" y por la intercalación pelítica existente entre los dos domos riolíticos identificados en la región de Sanabria, cuyas facies es idéntica a la de la Capas de Los Montes.

La actividad volcánica del límite Cámbrico-Ordovícico no se limita al Dominio del "Ollo de Sapo". CONDE (1970) encuentra en el centro de Portugal una potente serie volcánica discordante bajo la cuarcita armoricana y también COKE *et al.* (1999, 2001) señalan en la zona N de Portugal la presencia de niveles volcanosedimentarios en ese límite. Ese importante evento efusivo de carácter

ácido produjo grandes cantidades de cenizas que se extendieron en un área extensa y se depositaron en varios ambientes sedimentarios. Los niveles de tobas ácidas que proceden de aquéllas acumulaciones de ceniza, depositados o transportados con los sedimentos, constituyen un buen marcador temporal y un nivel guía muy importante.

2.4.1.- Capas de Los Montes

RIEMER (1966) fue el primer autor en utilizar el nombre de Capas de Los Montes para denominar a los materiales situados entre la formación porfiroide del “Ollo de Sapo” y la Cuarcita Armoricana, en las regiones de Monforte de Lemos y del núcleo del Anticlinal del Piornal. En el Sinforme de Sil-Truchas, esta formación también ha sido denominada Capas de Los Montes (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 1992) al igual que en el Sinforme de Verín, dentro de la unidad de los Montes do Invernadeiro (FARIAS, 1990).

Sin embargo, en el Sinforme de Alcañices, la formación ha recibido otros nombres: Formación Puebla (MARTÍNEZ GARCÍA, 1973), Capas de Cerezal (QUIROGA DE LA VEGA, 1981), Formación Cabeza de las Viñas (FERNÁNDEZ FERNÁNDEZ, 1994) y Formación Santa Eufemia (VACAS y MARTÍNEZ CATALÁN, 1987; GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997).

La potencia es variable de unas zonas a otras. Así, BARRERA *et al.* (1989) señalan que tiene un espesor muy constante que oscila en torno a los 300 metros, SUÁREZ *et al.* (1994) señalan que puede variar entre 200 a 600 metros, FARIAS (1990) estima un espesor mínimo de 1.000 metros y GONZÁLEZ CLAVIJO (1997) estima la potencia en unos 1.000 m. El hecho de que la potencia sea tan variable puede estar condicionado en parte por la existencia de paleorelieves a techo de la Formación “Ollo de Sapo”, y también de subsidencia diferencial relacionada con la tectónica de bloques. Hay además otras dos causas probables relacionadas con la deformación varisca: errores en la estimación de la potencia en áreas intensamente deformadas por la primera fase, y adelgazamiento ligado a la tectónica extensional de la segunda fase, y a la tectónica transcurrente de la tercera.

La formación consiste en una alternancia de esquistos de tonos grises y pardos con cuarcitas de los mismos colores. Algunos niveles de areniscas-cuarcitas interestratificadas son cartografiables y han sido representados, sobre todo en el flanco N. 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 la formación suprayacente. En las capas cuarcíticas se encuentran en ocasiones, laminaciones cruzadas que permiten establecer la polaridad de la serie y también abundantes icnofósiles con idéntico criterio de polaridad. Se han encontrado crucianas, sobre todo en la parte oriental, al N de la localidad de Carbajales de la Encomienda, donde se observa cómo se cruzan entre sí las trayectorias marcadas por estas pistas (Foto 2.43).

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



Foto 2.43: Dentro de las capas de cuarcitas que se encuentran en las Capas de Los Montes, es frecuente la presencia de crucianas, en especial en el flanco N.

En cuanto a las metapelitas, IGLESIAS PONCE DE LEÓN y VAREA NIETO (1982) describen la presencia de unos esquistos negros y azules, muy alumínicos con cloritoide y con venas de cuarzo de exudación con distena sobre los materiales de la Formación “Ollo de Sapo”, que forman una capa de espesor variable (0 a 50 metros). Se trata de las pizarras basales del Ordovícico Inferior, y en la zona occidental tienen estaulolita y andalucita sincinemática con la F2. Durante la realización de este trabajo, también se han encontrado estas pizarras con distena, localizadas en una banda estrecha que se puede continuar durante casi dos kilómetros, en la parte oriental, al N de Santiago de la Requejada. Otros buenos afloramientos de estos materiales se encuentran en las orillas del río Negro, a la altura de ese pueblo.

La transición a la Formación “Ollo de Sapo” puede estudiarse en la zona comprendida entre Carbajales de la Encomienda y Muelas de los Caballeros, donde cabe destacar la presencia de niveles intercalados de origen volcánico (Fotos 2.44 a 2.46), que son más abundantes hacia la parte inferior de las Capas de Los Montes. En las pizarras negras se encuentran niveles volcanosedimentarios de microbrechas y tobas epiclásticas de colores blanquecinos con estructuras de granoclasificación positiva (Foto 2.47). Asociados a estos niveles volcánicos, existen otros de espesor milimétrico compuestos casi exclusivamente por sulfuros (pirita). En las capas cuarcíticas también se encuentran niveles de claro origen volcanosedimentario y con aportes de materiales procedentes de mantos piroclásticos ignimbríticos. A unos 2 km al NO de la localidad de Donado, se puede ver otro buen ejemplo de niveles de origen volcánico, más potentes que en el caso anterior, intercalados entre las pizarras del Ordovícico Inferior.

La edad de las Capas de Los Montes se conoce con poca precisión, debido a la ausencia de fauna o pistas en buen estado, pero puede afirmarse que es Ordovícico Inferior. Al estar situada bajo la formación de la Cuarcita Armoricana, tradicionalmente atribuida al Arenig (FERRAGNE, 1972), no se descarta una edad Tremadoc para al menos parte de la formación que nos ocupa.



Foto 2.44: Detalle de uno de los afloramientos en el contacto entre los materiales de la Formación “Ollo de Sapo” y las Capas de Los Montes. En este punto predominan los niveles de origen volcánico, que van desapareciendo gradualmente según se asciende en la serie. Este afloramiento se encuentra al N del pueblo de Faramontanos de la Sierra.

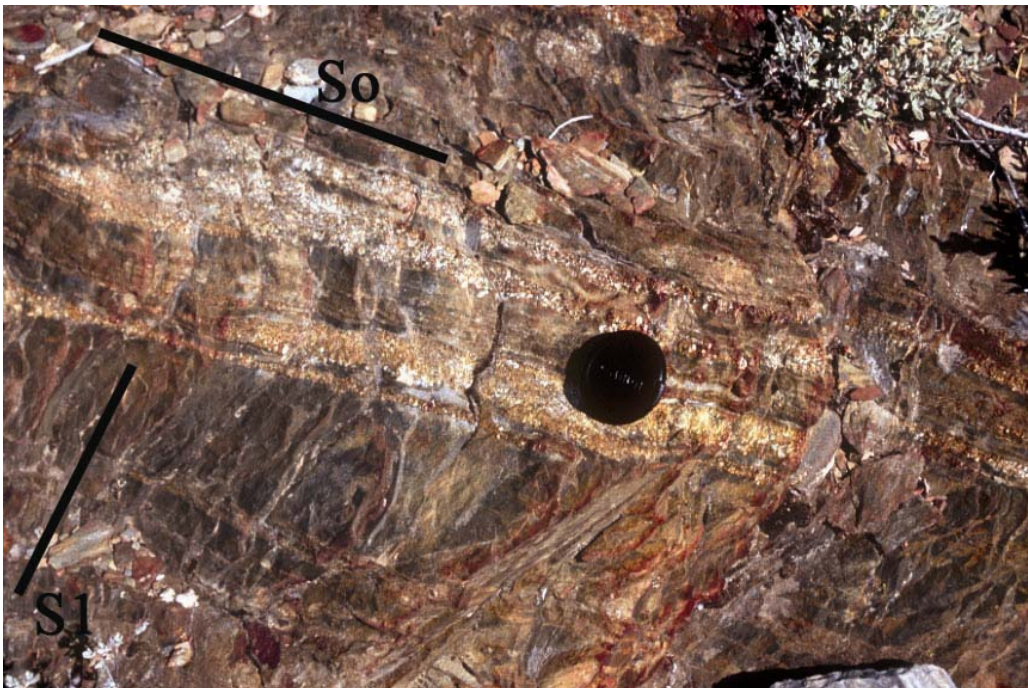


Foto 2.45: En la misma zona que en la Foto anterior, se puede apreciar la estratificación (S0) marcada por la alternancia de pizarras y niveles epiclásticos y la primera esquistosidad varisca (S1) fuertemente oblicua.



Foto 2.46: Detalle de uno de los niveles epiclásticos, en los que se puede apreciar granoclasificación positiva marcada por los clastos de feldespato.



Foto 2.47: Detalle de uno de los niveles de pizarras negras con nivelillos de material volcánico (color blanco). Con ayuda de una lupa, es fácil observar en el campo granoclasificaciones positivas. Estos materiales se pueden ver en los afloramientos de la carretera que va desde Muelas de los Caballeros a Vega del Castillo.

2.4.2.- Cuarcita Armoricana

A techo de las Capas de Los Montes se dispone una potente formación de carácter detrítico constituida fundamentalmente por cuarcitas. Se trata de la facies armoricana del Ordovícico Inferior (Arenig) que aflora en toda la Zona Centroibérica y que da lugar a importantes relieves, como son la Sierra de La Cabrera al N y la Sierra de la Culebra al S del área de estudio.

La Cuarcita Armoricana, denominada así por BARROIS (1882), representa uno de los niveles de referencia litológicos y estratigráficos más importantes dentro de la ZCI. Alrededor de la zona que nos ocupa, las cuarcitas afloran en cuatro grandes estructuras: el Sinforme de Alcañices, el Sinforme de Truchas, el Sinforme de Verín y el Antiforme de Vilachá. En cada una, las cuarcitas han recibido denominaciones diferentes. Así, en el Sinforme de Alcañices, situado al S de La Carballeda, estos materiales han sido denominados Formación Culebra (MARTÍNEZ GARCÍA, 1973), Cuarcitas Superiores de Ricobayo (QUIROGA DE LA VEGA, 1981) y Formación Peña Gorda (VACAS Y MARTÍNEZ CATALÁN, 1987; GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997). Sus afloramientos se caracterizan allí por potentes bancos de cuarcitas, con unos colores que varían desde el blanco al gris claro y en ocasiones con tonalidades rojizas. Además, suelen presentar intercalaciones de esquistos, que son más abundantes a muro y a techo, ya que ambos límites son graduales.

Las cuarcitas son de grano fino y se presentan en capas tabulares de gran extensión lateral, agrupadas en bancos de espesor métrico a decamétrico. Estructuras sedimentarias frecuentes son laminaciones paralelas y más raramente cruzadas, observándose también estructuras de granoclasificación.

En el Sinforme de Truchas al N de Sanabria y La Carballeda, las cuarcitas presentan las mismas características que en el de Alcañices.

Al O, en el Sinforme de Verín, se han descrito como cuarcitas y filitas del Invernadeiro (FARIAS Y MARCOS, 1986; FARIAS, 1990), y presentan unas características estratigráficas y litológicas algo diferentes. En las cuarcitas del Invernadeiro se reconocen dos tramos con distintas características litoestratigráficas. El tramo inferior está compuesto por cuarcitas de color gris claro a blanco, que se disponen intercaladas con filitas negras. Las cuarcitas son de grano fino y constituyen capas tabulares de gran extensión lateral, agrupadas en bancos de espesor métrico a decamétrico. El tramo superior consiste en areniscas y filitas, presentando hacia el techo una disminución progresiva de las areniscas y un aumento de las filitas.

Dentro de las cuarcitas son frecuentes los icnofósiles, habiéndose encontrado abundantes cruzianas. Se las atribuye al Ordovícico Inferior y más concretamente al Arenig, como ya fue propuesto por FERRAGNE (1972) y posteriormente ratificado por FARIAS Y MARCOS (1986) y FARIAS (1990).

Por último, en el Anticlinal de Vilachá (RIEMER, 1966) al NO de la Terra do Bolo, la Cuarcita Armoricana se caracteriza por presentarse en capas de espesor decamétrico, con una deformación muy intensa, observándose al microscopio una fábrica milonítica en muchas partes de la estructura.

2.4.3.- Pizarras de Luarca

Por encima de la Cuarcita Armoricana se encuentra una sucesión pizarrosa, conocida desde antiguo como Pizarras de Luarca (BARROIS, 1882). Sus características se mantienen muy constantes en todo el NO de la Península Ibérica y consisten en pizarras masivas de color negro o grises muy oscuras con tintes azulados y satinados, siendo común la presencia de pequeños cubos de pirita singenética.

La transición desde la Cuarcita Armoricana es gradual, con las cuarcitas desapareciendo al tiempo que van aumentando las pizarras. Los tramos de transición son poco potentes (0-30 m), y la única particularidad destacable es la presencia de niveles de hierro oolítico.

En el Sinforme de Truchas, la formación recibe su nombre habitual, Pizarras de Luarca, mientras que en el Sinforme de Alcañices, se describe como Formación Villafior (GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997), pese a mostrar las mismas características, incluyendo cuerpos de rocas ígneas, tanto ácidas como básicas. Los de naturaleza ácida presentan una gran semejanza con los materiales de la Formación "Ollo de Sapo".

La formación ha sido ampliamente estudiada en su contenido faunístico. GUTIÉRREZ-MARCO *et al.* (1999), en un estudio detallado del Ordovícico Medio del NO peninsular, encuentran abundantes graptolites que corresponden a una edad Oretaniense (Ordovícico Medio).

2.5.- SILÚRICO

2.5.1.- Silúrico de la ZCI

En la parte occidental de la zona de estudio, en los alrededores de Pradocabalos, afloran unos metasedimentos limitados al N por el granito de Bembibre-Villarino y al E por la falla de Chandoiro, consistentes en filitas y esquistos con algunos niveles finos de ampelitas y liditas. La escasa superficie de afloramiento, así como las transformaciones que han sufrido, debido al tectonometamorfismo regional varisco y al metamorfismo de contacto, no ha permitido datarlos paleontológicamente, pero las facies sugieren una edad Silúrico (ARCE DUARTE *et al.*, 1981).

FARIAS (1990) denomina a estos materiales esquistos y filitas de El Castro, incluyéndolos dentro del DOS y más exactamente en la región del Sinclinal de Monforte, y según su interpretación, estarían cabalgadas por la Unidad de los Montes del Invernadeiro.

2.5.2.- Silúrico de la ZGTM

En la parte suroccidental de la zona de estudio se encuentran materiales alóctonos cabalgantes sobre las Pizarras de Luarca y las Cuarcitas del Invernadeiro al N y E de A Gudiña, y

sobre las primeras en la ladera N de la Sierra de Maratón, en la margen derecha del río Tuela. Se consideran pertenecientes a la Zona de Galicia-Trás-os-Montes (ZGTM). Esta zona representa el sector más interno del NO del Macizo Ibérico, cabalga sobre la ZCI y tiene su límite meridional en la región portuguesa de Trás-os-Montes. La ZGTM carece de continuidad a lo largo del Arco Ibero-Armoricano, y se extiende longitudinalmente sólo unos 300 km. De acuerdo con la definición inicial (FARIAS *et al.*, 1987; ARENAS *et al.*, 1988), la ZGTM está constituida por dos dominios superpuestos: uno inferior representado por el Dominio Esquistoso y otro superior constituido por los Complejos Alóctonos.

Los afloramientos de la esquina SO de la zona estudiada, pertenecen al Dominio Esquistoso de la ZGTM. En este trabajo no se han establecido diferencias entre los materiales que afloran, pero HEREDIA *et al.* (2002) incluyen una cartografía más detallada, en la que han separados dos grupos, Nogueira y Paraño.

El Grupo Nogueira fue definido inicialmente por MARQUÍNEZ (1981, 1984). Posteriormente, BARRERA MORATE *et al.* (1989) y FARIAS (1990) modificaron la definición inicial, pasando a considerar como tal sólo al tramo superior del Grupo Nogueira definido por MARQUÍNEZ. El grupo consiste en micaesquistos y cuarcitas grafitosas, ampelitas y liditas, que dan las características tonalidades negras a estos niveles. Además, presentan algunas intercalaciones discontinuas de esquistos y cuarcitas claras de grano fino y de calizas grises.

El Grupo Paraño, también definido por MARQUÍNEZ (1981, 1984), se sitúa por encima del anterior y está formado por una sucesión monótona de carácter detrítico, constituida por esquistos y filitas arenosas con algunas intercalaciones de metavolcanitas de carácter ácido y a veces intermedio.

Estos materiales han sido que tradicionalmente atribuidos al Silúrico (MATTE, 1968; IGLESIAS PONCE DE LEÓN Y ROBARDET, 1980), pero una datación absoluta realizada por el método U/Pb en rocas volcánicas de carácter alcalino del Dominio Esquistoso que rodea el Complejo de Cabo Ortegal, y que ha suministrado una edad de 475 ± 2 Ma (VALVERDE VAQUERO *et al.*, 2005), muestra la existencia de Ordovícico Inferior en este Dominio, lo que obviamente, no excluye una posible edad silúrica para las facies más carbonosas.

