

CAPÍTULO 5

DEFORMACIÓN

5.- DEFORMACIÓN

Los materiales del Antiforme del “Ollo de Sapo” han experimentado una historia deformacional polifásica varisca, y este capítulo se ha estructurado siguiendo la tradicional división en fases de deformación del NO 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 tipo de esquema ayuda a clasificar secuencialmente las diferentes estructuras, lo cual facilita la descripción y la correlación 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 necesariamente sincrónicas en los diferentes sectores de la cadena (PÉREZ-ESTAÚN *et al.*, 1991). Además, las fases de deformación se refieren tan sólo a la edad relativa de las estructuras en una zona geológica limitada.

El esquema regional que se maneja actualmente es el resultado de la superposición de tres fases principales de deformación varisca, si bien existen localmente estructuras que no encajan en ninguna de ellas. Cada evento deformativo puede ser definido mediante un conjunto de estructuras que muestran una orientación equivalente, la misma cinemática global y las mismas fábricas, así como una evolución metamórfica comparable.

Durante la primera fase de deformación (D1) se desarrollaron pliegues volcados o tumbados vergentes al E y NE, con una esquistosidad o clivaje tectónico de plano axial, en todo el dominio del “Ollo de Sapo” (MATTE, 1968), mientras en él del Complejo Esquisto-grauváquico, los primeros pliegues tienen el plano axial subvertical (DÍEZ BALDA *et al.*, 1990).

La segunda fase (D2) ocasionó los cabalgamientos junto con sus estructuras asociadas, que afectan a la región y que corresponde al emplazamiento de los complejos alóctonos de la ZGTM y del parautóctono sobre la ZCI, y también a los cabalgamientos de la ZAOL (MARCOS, 1973; PÉREZ-ESTAÚN, 1978; BASTIDA y PULGAR, 1978; MARTÍNEZ CATALÁN, 1985; FARIAS *et al.*, 1987; FARIAS, 1990). Aunque los eventos D1 y D2 son compresionales, se diferencian en que el primero afecta a todas las rocas sedimentarias e ígneas pre-carboníferas, mientras que el segundo tiene un carácter más discreto, con sus estructuras localizadas en zonas de cizalla dúctiles, frágil-dúctiles y frágiles (BASTIDA *et al.*, 1986; MACAYA *et al.*, 1991).

La tercera fase (D3) generó grandes estructuras subverticales, que incluyen pliegues con un clivaje de crenulación normalmente bien desarrollado (MATTE, 1968) y zonas de cizalla de carácter dúctil a frágil, subverticales, con movimiento en dirección y que con frecuencia deforman a los plutones de granitoides sincinemáticos (IGLESIAS PONCE DE LEÓN Y CHOUKRONE, 1980). Por tanto, también el evento D3 tiene un carácter compresional, aunque la componente transcurrente puede ser suficientemente importante como para calificarlo de transpresivo.

Además, se identifican estructuras extensionales, relacionadas con el colapso gravitacional de la corteza orogénica engrosada y su debilitamiento. Estas estructuras, normalmente descritas como zonas de cizalla extensionales, están generalizadas en los niveles estructurales profundos que afloran en antifformes o domos (ESCUDER VIRUETE *et al.*, 1994, 2000; DÍEZ BALDA *et al.*, 1995). Son posteriores a los pliegues D1 y están dobladas por los D3, así que con frecuencia son descritas

como D2, pese a su carácter extensional, puesto que representan el segundo evento deformativo en las áreas donde afloran. Por otra parte, ARENAS Y MARTÍNEZ CATALÁN (2003) y MARTÍNEZ CATALÁN *et al.* (2004a) argumentan la estrecha relación temporal entre cabalgamientos D2 y cizallamiento extensional en el Manto de Mondoñedo. Por estas razones, en la presente memoria se seguirá la pauta de describir dentro de la segunda fase de deformación tanto los cabalgamientos de los dominios epizonales como las estructuras de colapso gravitacional de los dominios más profundos.

En la Figura 5.1 se observa cómo el Antiforme del “Ollo de Sapo” está encajado entre dos fallas, la de Viveiro por el E y la de Valdoviño por el O. La primera es una falla normal con una componente subordinada de cizallamiento dextro (MARTÍNEZ CATALÁN, 1985; MARTÍNEZ *et al.*, 1996), mientras que la segunda es un desgarre senestro (DÍAZ GARCÍA, 1983) que representa los movimientos más tardíos de una banda ancha de deformación dúctil conocida como la Zona de Cizalla de Palas de Rei, de movimiento transcurrente senestro (IGLESIAS PONCE DE LEÓN Y CHOUKRONE, 1980). Hacia el S, estas estructuras se terminan, y el Antiforme del “Ollo de Sapo” pasa a estar limitado por el Sinforme de Sil y el Sinclinal de Truchas por el N, y por los Sinformes de Verín y Alcañices por el S. Estas estructuras se pueden correlacionar a grandes rasgos con las de la Sierra de Guadarrama (SCE), de forma que el Sinforme de Sil-Truchas se correspondería con el de Santiuste, y el Sinforme de Alcañices con el de Majaelayo, que dejan en medio el Antiforme de Hiendelaencina, donde aflora el “Ollo de Sapo” (DÍEZ BALDA *et al.*, 1990; AZOR *et al.*, 1992). En la Figura 5.2 se muestra un esquema estructural de la región de Sanabria-Carballeda.

5.1.- PRIMERA FASE DE DEFORMACIÓN (D1)

En la mitad oriental de la zona de trabajo son las estructuras de fase 1 las que condicionan el patrón cartográfico, caracterizado por la existencia de pliegues vergentes al NE o NNE que han sido apretados y verticalizados por efecto de la tercera fase de deformación. Las características de la deformación asociada varían según el tipo de materiales, por lo que se describirán por separado los pliegues, la esquistosidad asociada en los metasedimentos y la deformación en los ortogneises y porfiroides del “Ollo de Sapo”.

5.1.1.- Pliegues de primera fase

La primera fase varisca generó estructuras de plegamiento a todas las escalas, bien visibles en los materiales sedimentarios y en sus contactos con la Formación “Ollo de Sapo”. Tienen una excelente representación cartográfica al NE de la zona, donde afectan a la Cuarcita Armoricana del flanco S del Sinclinal de Truchas y las Capas de Los Montes al N de Carbajales de la Encomienda y Muelas de los Caballeros, donde éstas y el contacto con el “Ollo de Sapo” dibujan el cierre periclinal de un anticlinorio. En toda esta zona, los ejes de los pliegues muestran una dirección constante NO-SE con inmersión al NO. La geometría de los pliegues varía desde paralela, en las barras de cuarcitas, a similar en las capas más arenosas y en las pizarras.

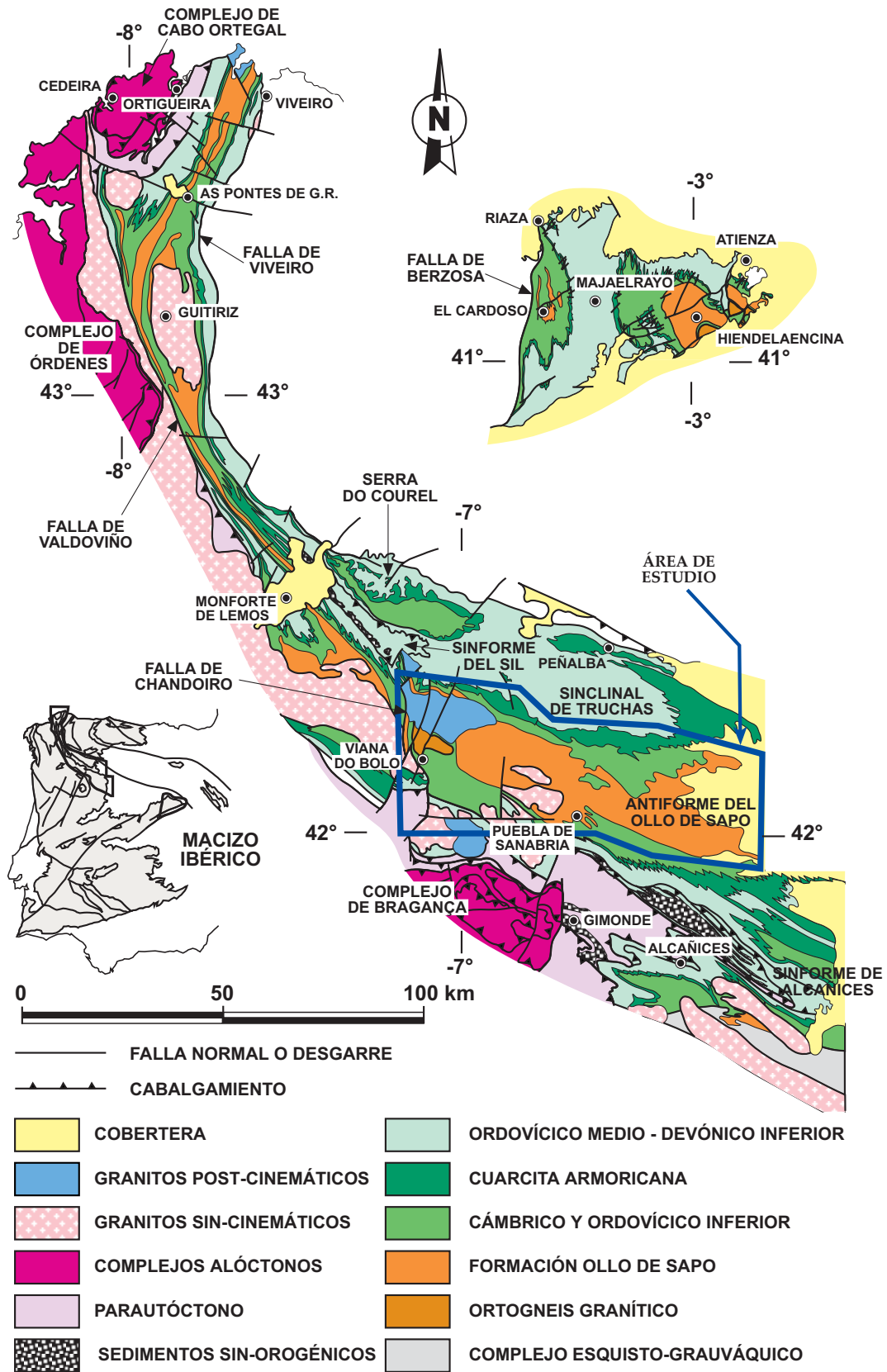


Figura 5.1: Esquema de los principales afloramientos de la Formación "Ollo de Sapo" del NO peninsular y de los que afloran en la Sierra de Guadarrama. (Según MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 2004b).

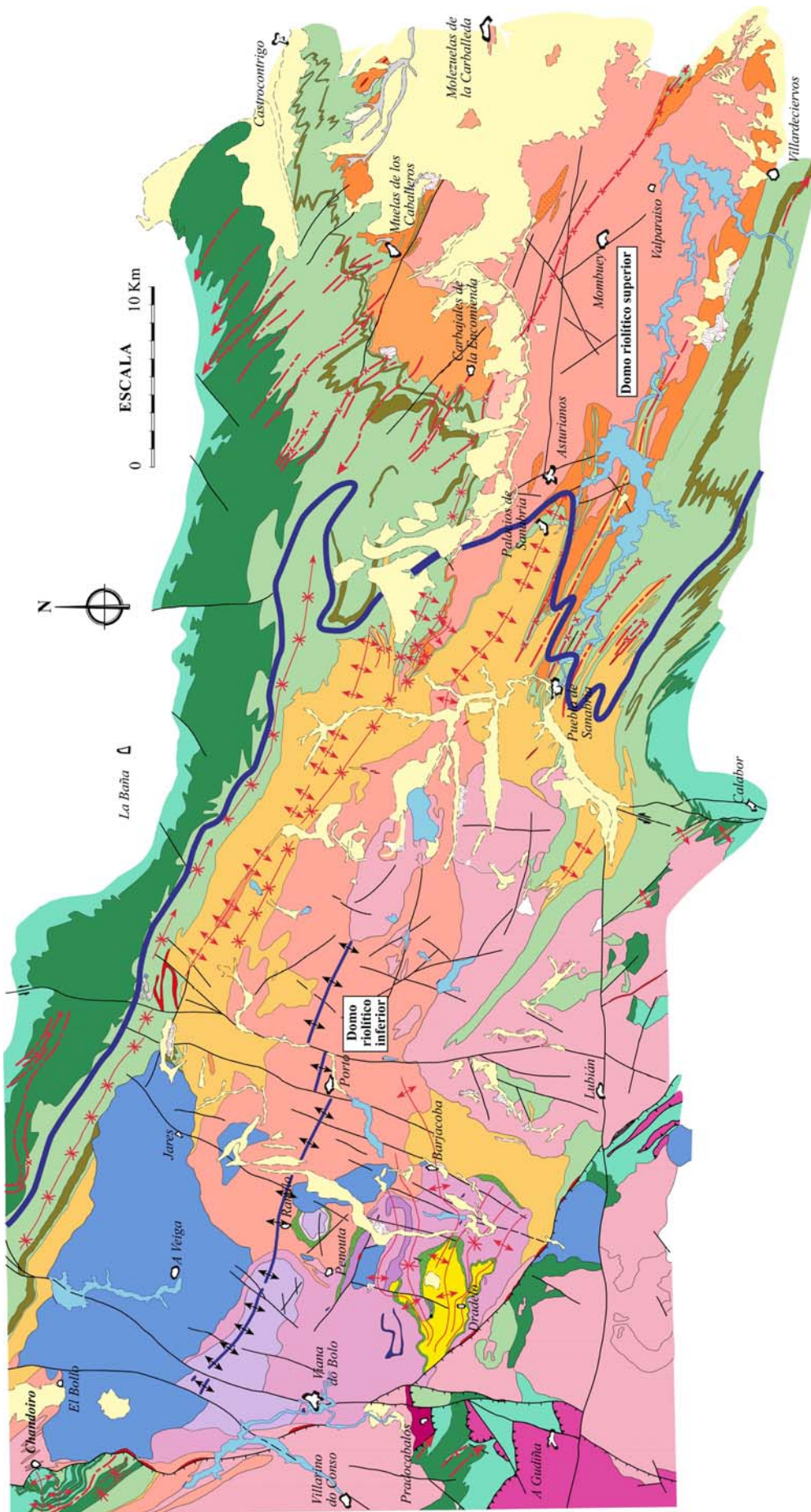


Figura 5.2: Esquema estructural del antiforme del “Olló de Sapo”, en las comarcas de Sanabria y Terra do Bolo.

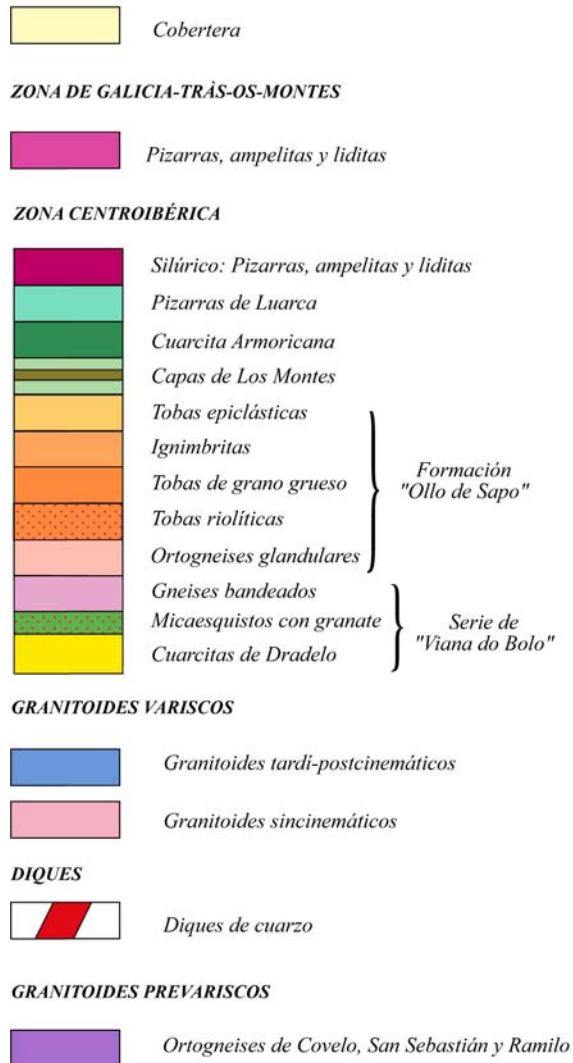
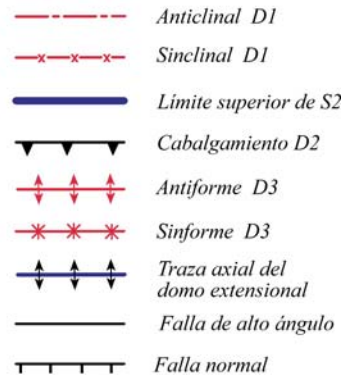
LEYENDA**SÍMBOLOS**

Figura 5.2 (continuación): Leyenda del esquema estructural.

También están desarrollados en el flanco S del antiforme entre Puebla de Sanabria y Villardeciervos, donde las direcciones son similares pero la inmersión de los ejes es hacia el SE.

Por último, en el extremo occidental de la zona estudiada existen dos buenos afloramientos con pliegues D1 en ambos flancos del antiforme (Figura 5.2). Al N, cerca de Chandoiro, los pliegues D1 en la Cuarcita Armoricana están tumbados y suavemente plegados por otros D3. Al S de Pradocabalos, están volcados, pudiéndose apreciar su vergencia al NE y su cabeceo al SE.

En la Figura 5.3B se puede observar una población de ejes D1 y Li1 con inmersión al NO y otra con inmersión al SE. La primera corresponde al flanco N del antiforme, mientras que la segunda corresponde al flanco S. El cambio en la inmersión de los pliegues D1 es debido al desarrollo del antiforme D3, y es una prueba adicional de su existencia y de que éste continúa por el E hasta el Terciario de la cuenca del Duero.

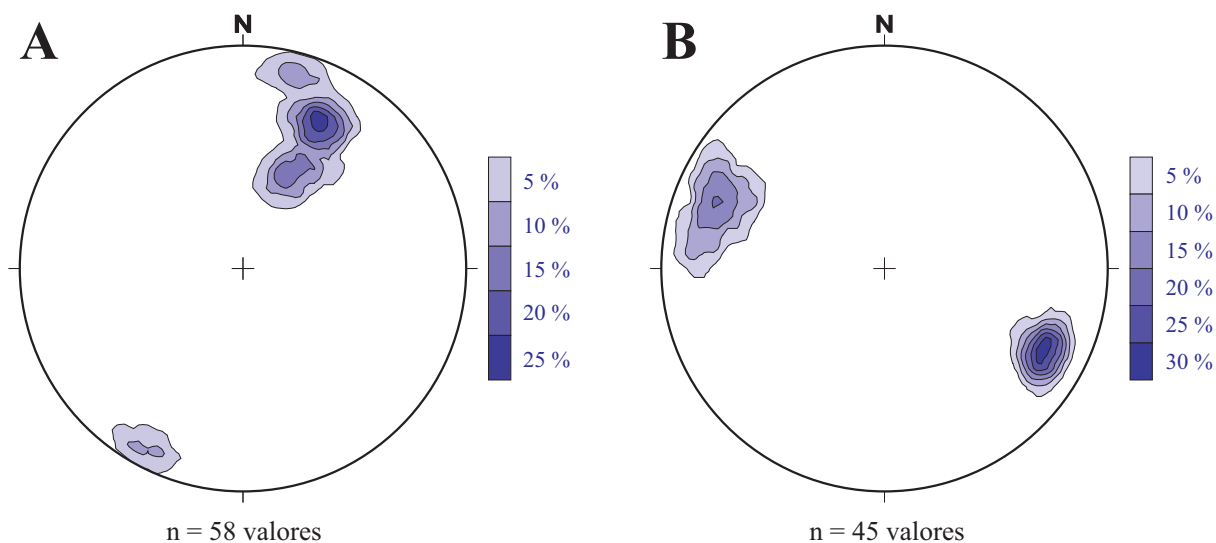


Figura 5.3: (A) Diagramas de orientación de los polos de la foliación S1. (B) Diagrama de la lineación de intersección L1 y de los ejes de pliegues D1. En ambos casos, los datos pertenecen a los metasedimentos de las Capas de Los Montes. Hemisferio inferior de la red equiareal.

5.1.2.- Esquistosidad de primera fase (S1) en los metasedimentos

La esquistosidad S1 es la primera fábrica deformativa desarrollada en los metasedimentos que se encuentran por encima de la Formación "Ollo de Sapo". Se encuentra por toda la zona, pero se conserva especialmente bien en la mitad oriental, pues hacia el O suele estar microplegada u obliterada por fábricas posteriores. Cuando S1 no ha sido borrada, es penetrativa, manifestándose en todos los tipos de rocas, aunque de un modo diferente según cada litología, y siempre con una disposición subparalela al plano axial de los pliegues de la misma fase.

En las pizarras, S1 es un clivaje pizarroso, bien desarrollado, marcado por la orientación de clorita, sericita y moscovita, mientras en las cuarcitas se ha desarrollado una esquistosidad grosera o bien no ha llegado a formarse, sobre todo en aquellos bancos de cuarcitas masivas de las Capas de Los Montes o Cuarcita Armoricana, en el sector NE. En los niveles de areniscas cuarzosas, la esquistosidad también es grosera, pero mejor desarrollada, y está marcada por la orientación de moscovita-sericita y por un suave aplastamiento y reorientación de los clastos.

Por lo que respecta a la edad de esta primera fase, existe una datación absoluta de la S1 inmediatamente al Sur de la zona de estudio, en las proximidades de la localidad de Flechas y realizada por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre roca total (DALLMEYER *et al.*, 1997). La muestra corresponde a una filita pizarrosa y fue tomada las Pizarras de Luarca del flanco N del Sinforme de Alcañices, en un área afectada únicamente por la foliación de la primera fase, cuya asociación mineral sincinemática es típica de la zona de la clorita. El análisis isotópico suministró un "plateau" bien definido, cuya edad aparente es de 359 Ma, que corresponde al límite entre el Devónico y el Carbonífero.

5.1.3.- Deformación y desarrollo de S1 en los ortogneises del “Ollo de Sapo”

Las rocas que componen la Formación “Ollo de Sapo”, como por ejemplo el ortogneis glandular, son porfídicas con fenocristales englobados en una matriz de grano fino a muy fino, lo que condiciona el comportamiento de las rocas ante la deformación. La principal estructura es una fábrica planolinar con el desarrollo adicional de bandas de cizalla regularmente espaciadas formando estructuras de tipo S-C (BERTHÉ *et al.*, 1979), del tipo I según la terminología de LISTER Y SNOKE (1984). Esta deformación se observa principalmente en la mitad oriental de la zona de estudio, donde el grado metamórfico es bajo, y es característica de rocas sin una anisotropía previa, como suele ser el caso de los granitoides.

A la hora de distinguir foliaciones primarias y deformativas en rocas de origen volcánico o subvolcánico, las 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 micas neoformadas, cuarzos, feldespatos y óxidos estirados, y de forma local por pequeños pliegues intrafoliares. En el caso de las ignimbritas, ya existía una foliación previa eutaxítica, pero en su conjunto se han comportado igual que el ortogneis glandular, excepto para los vidrios volcánicos, que han recristalizado a micas blancas (fengita-moscovita). Como estas micas poseen un clivaje, la deformación varisca induce un microplegamiento del mismo, dando la sensación de que existen dos foliaciones dentro de los cristales de micas blancas, pero al analizar la matriz se comprueba que sólo tiene una esquistosidad.

La textura original del ortogneis glandular sería semejante a la de un pórfido granítico, con fenocristales de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo, dentro de una mesostasis de grano muy fino. Todos los fenocristales son de origen magmático, como muestra el hecho de ser precinmáticos con respecto a S1. En el caso de los fenocristales de cuarzo, el relleno de los golfos de corrosión es mineralógicamente similar al de la matriz, pero muestra poco o nula deformación, lo que demuestra que los cristales de cuarzo fueron fenocristales desarrollados en un magma y no porfiroblastos que sobrecrecieron e incluyeron a la mesostasis.

Es característica la presencia de fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa con formas angulosas y evidencias de fracturas y deslizamiento sobre los planos de exfoliación cristalográficos.

La mayoría de los fenocristales tienen sombras de presión rellenas de cuarzo y micas neoformadas, con la típica textura en mosaico. Pueden ser simétricas con respecto a los fenocristales, pero la mayoría son asimétricas con una geometría sigma (σ , PASSCHIER y SIMPSON, 1986). También se pueden identificar dominios ricos en micas, fuertemente foliados, interpretados como de alta deformación, desarrollados entre los fenocristales, y en los que el cuarzo ha sido progresivamente removido durante el proceso de deformación.

La partición de deformación entre la matriz y los fenocristales es el resultado de una serie de factores (ETHERIDGE y VERNON, 1981), entre los que cabe 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 son grandes, relativamente secos y son cristales únicos,

monocristalinos; (3) las reacciones metamórficas pueden ablandar o endurecer la matriz durante el proceso deformativo y (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.

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

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,...), y hay cristales de cuarzo que aguantan mucho más que otros durante el desarrollo del proceso deformativo.

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 recristalizados o bien en cintas ("ribbons"). Esto puede incluso ocurrir en una única lámina delgada, y refleja el carácter progresivo de la deformación. Los cristales de cuarzo con escasa deformación son subhedrales a euhedrales, con caras cristalinas 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. Puede observarse desarrollo local de subgranos y la incipiente recristalización a lo largo de los bordes de los fenocristales de cuarzo. Cuando hay fenocristales de cuarzo cercanos entre sí, la deformación se concentra entre ellos.

Cuando la deformación aumenta, el desarrollo de subgranos y la recristalización dinámica se va haciendo más pronunciada en los bordes de los cristales, aunque de forma heterogénea. Las bandas de deformación aún están presentes en los bordes de los cristales, pero el desarrollo de subgranos abarca todo el cristal. Con el progreso de la deformación, el tamaño de los granos neoformados se va haciendo relativamente homogéneo y éstos desarrollan una orientación dimensional preferente, subparalela a las bandas de deformación. En los fenocristales más deformados, los agregados de cuarzo tienen formas elípticas, alargadas y sigmoidales. Sin embargo, en los agregados de cuarzo bien recristalizados, pueden quedar algunos cristales originales, con hábito subhedral a euhedral. Cuando la deformación es muy fuerte, los agregados recristalizados evolucionan hacia un tamaño de grano menor y tienden a formas planares paralelas a la foliación, con un resultado final en el que se forman lentes o "ribbons" de cuarzo poligonal.

Volviendo al aspecto general de la foliación, las estructuras de tipo S-C puede ser de difícil observación, ya que están reaplastadas por la tercera fase de deformación (D3) y es común observar una única esquistosidad.

El mejor ejemplo se encuentra en la carretera de acceso al cierre del embalse de Valparaíso, donde se observan planos S y C con criterio de movimiento del bloque de techo hacia el N, pero también se observa una estrecha banda conjugada con el criterio contrario (Fotos 5.1 y 5.2). En la Foto 5.3 podemos ver otro buen ejemplo de las texturas S-C presentes en el ortogneis glandular.

La foliación S1 (Figura 5.4A), desarrollada sobre los ortogneises “Ollo de Sapo”, contiene una lineación mineral Lm1 (Figura 5.4B) de orientación N-S a NNE-SSO, constituida por la elongación de agregados cuarzo-feldespáticos y agregados alargados de minerales máficos (biotita). En campo con la ayuda de la lupa se aprecia cómo esta lineación está formada por agregados de cristales de biotita.

Otro tipo de lineación mineral Lm1 se encuentra en las sombras de presión asimétricas que se desarrollan en los fenocristales y glándulas de feldespato potásico. Estas sombras de presión incluyen fibras alargadas en la dirección de movimiento y se caracterizan porque al observarlas en detalle tienen cierta porosidad. Cuando la deformación es más intensa se produce un alargamiento de las glándulas de los feldespatos, marcando la lineación mineral (Foto 5.4).

A la mesoescala, existen diferentes criterios que demuestran la no coaxialidad de la deformación D1 dentro de los materiales de la Formación “Ollo de Sapo”, como son 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 cizallamiento de techo hacia el N o NNE.

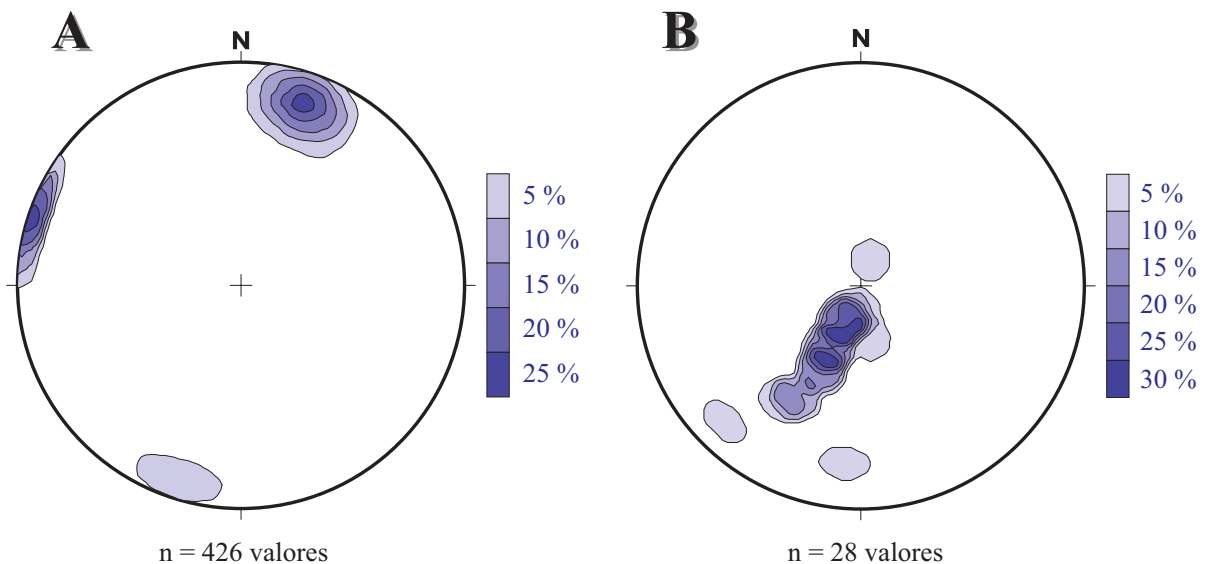


Figura 5.4: (A) Diagramas de orientación de los polos de la foliación S1. (B) Lineación de estiramiento mineral Lm1. Ambos diagramas pertenecen a los materiales de la Formación “Ollo de Sapo”. Hemisferio inferior de la red equiareal.



Foto 5.1: Texturas de tipo S-C (sección estructural XZ), dando criterio de movimiento del bloque superior hacia el N. Los planos C tienen dirección N115°E/64°S. Este afloramiento se encuentra en la carretera de acceso a la presa de Valparaíso.

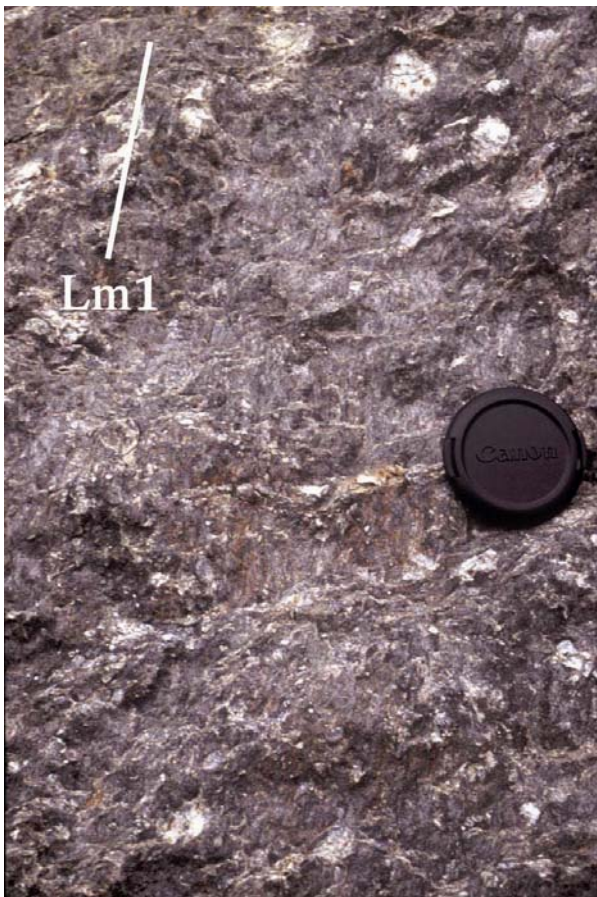


Foto 5.2: Plano C (sección estructural XY) del afloramiento anterior, donde se observa el estilo de la lineación mineral (Lm1), también se pueden apreciar los escalones estructurales, que indican el mismo sentido de movimiento que las estructuras S-C.

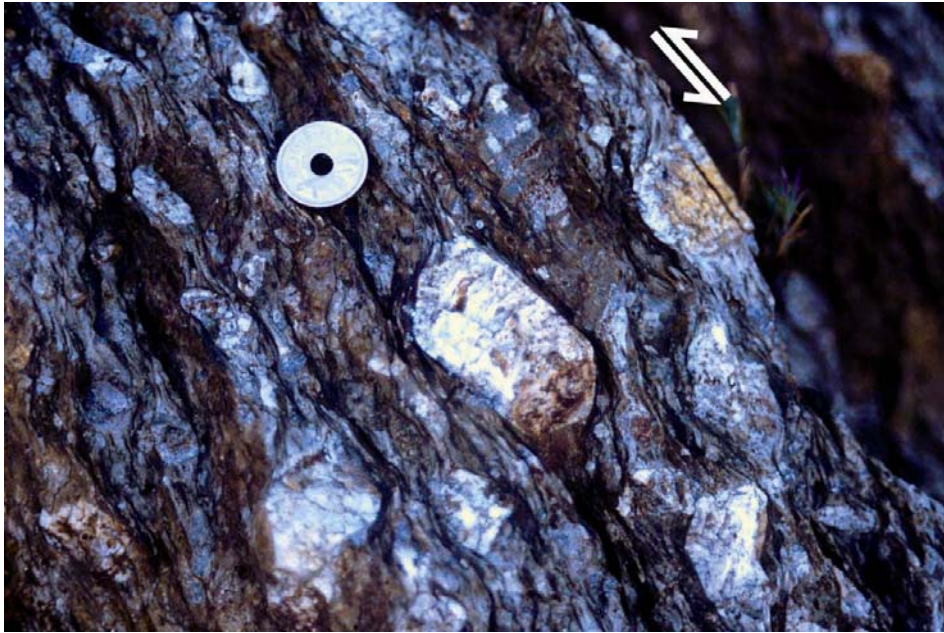


Foto 5.3: Texturas S-C del tipo I de LISTER Y SNOKE (1984), en el ortogneis glandular (sección estructural XZ). En la parte central se observa un fenocristal de feldespato potásico con sombras de presión asimétricas. La fábrica en este afloramiento es N 112°E/ 75°S, y el criterio de movimiento es del bloque de techo hacia el N.

Foto 5.4: Lineación de estiramiento mineral (Lm1) en el ortogneis glandular (sección estructural XY). En este afloramiento la lineación está marcada por el estiramiento de las glándulas de feldespato potásico. Este tipo de estructura se produce donde los efectos de la deformación D1 son más intensos.



5.2.- SEGUNDA FASE DE DEFORMACIÓN (D2) EN DOMINIOS SUPRACORTICALES

La tectónica de cabalgamientos ha sido descrita en todo el NO de la Península. La referencia más antigua es de CARLÉ (1945), quien menciona la posibilidad de un gigantesco pliegue acostado para explicar las rocas anfibolíticas de los complejos alóctonos de Galicia. Posteriormente, NISSEN (1959), 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 Órdenes y Cabo Ortegal son alóctonos. Posteriormente, otros autores analizaron con detalle las estructuras de segunda fase en diferentes dominios del NO, incluyendo la ZAOL (BASTIDA y PULGAR, 1978; MARTÍNEZ CATALÁN, 1985; BASTIDA *et al.*, 1986; PÉREZ-ESTAÚN *et al.*, 1991), y áreas circundantes de la ZCI y la ZGTM, como Trás-os-Montes, en Portugal (RIBEIRO, 1974; MEIRELES *et al.*, 1995), el Sinforme de Verín (FARIAS, 1990), en el Sinforme de Alcañices (GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997; GONZÁLEZ CLAVIJO Y MARTÍNEZ CATALÁN, 2002) y la Serra do Marão (PEREIRA, 1987).

En el área estudiada, las estructuras mayores asociadas a este episodio son los cabalgamientos de A Gudiña y de Pradocabalos, cuya geometría queda reflejada en las Figuras 5.5 y 5.6. El cabalgamiento que aflora al N de A Gudiña representa un extremo del cabalgamiento de Verín, el cual se considera el cabalgamiento basal de la ZGTM. Además de los alrededores de A Gudiña, aflora en las laderas de la Sierra de Marabón, al S de Lubián, como estrechos klippen en el núcleo de sinformes de tercera fase.

El cabalgamiento de A Gudiña fue puesto de manifiesto por FARIAS Y MARQUÍNEZ (1986) y estudiado en detalle por FARIAS (1990). Al N de esa localidad es una falla muy tendida que trunca los pliegues D1 desarrollados en el Ordovícico de la ZCI (Figura 5.6 y Foto 5.5). El hecho de aparecer doblado por pliegues D3 en la Sierra de Marabón, acota la edad relativa del cabalgamiento.

La lámina cabalgante está afectada por una foliación tectónica S2 paralela al plano axial de pliegues tumbados de pequeña escala y asimétricos. La foliación varía desde un clivaje de crenulación muy desarrollado, hasta una esquistosidad que a menudo tiene características miloníticas y ultramiloníticas, e incluye una fuerte lineación, aparentemente de estiramiento, de dirección ONO-ESE a NO-SE. También se desarrollaron filonitas cerca del cabalgamiento basal y en otros niveles de la lámina cabalgante.

La foliación S2 fue datada por DALLMEYER *et al.* (1997; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre roca total) en el Sinclinal de Verín obteniendo una edad de 340 Ma, que acota aproximadamente el cizallamiento dúctil ligado al cabalgamiento de los Complejos Alóctonos sobre el Dominio Esquistoso (MARQUÍNEZ, 1984), al tiempo que suministra una edad máxima para el propio cabalgamiento de A Gudiña.

El cabalgamiento de Pradocabalos, fue identificado y denominado así por ARCE DUARTE *et al.* (1981) y estudiado por FARIAS (1990). Se encuentra en el extremo occidental de la zona estudio, aflorando con un recorrido de escasa extensión, ya que aparece cortado por la falla normal de Chandoiro e intruido por el granitoide de Bembibre-Villarino, (Figuras 5.5 y 5.6). Según FARIAS

(1990), este cabalgamiento superpone la sucesión representativa de la Unidad de los Montes do Invernadeiro sobre los esquistos y filitas de El Castro, formación a la cual atribuye una edad silúrica y que además incluye dentro del dominio del "Olló de Sapo". La fábrica principal en los materiales silúricos es la S2, con direcciones que varían de N 110°E/50°S y N 70°E/48°S y con una lineación de estiramiento mineral muy constante según N 120°E/34°SE.

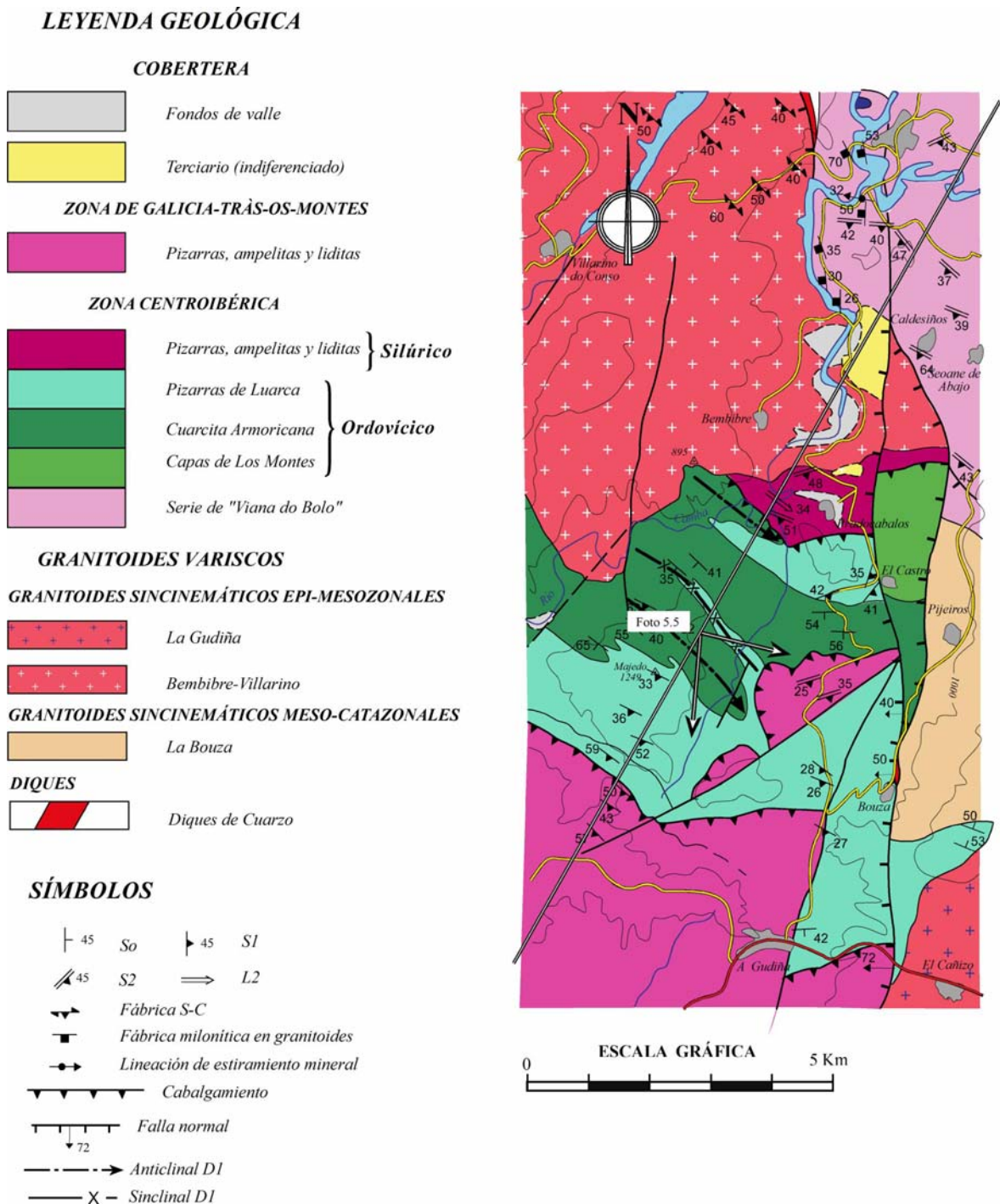


Figura 5.5: Mapa geológico de la zona SO de la región estudiada, donde se encuentran los cabalgamientos de A Gudiña (cabalgamiento basal de la ZGTM) y el cabalgamiento de Pradocabalos. Corte geológico en la Figura 5.6.

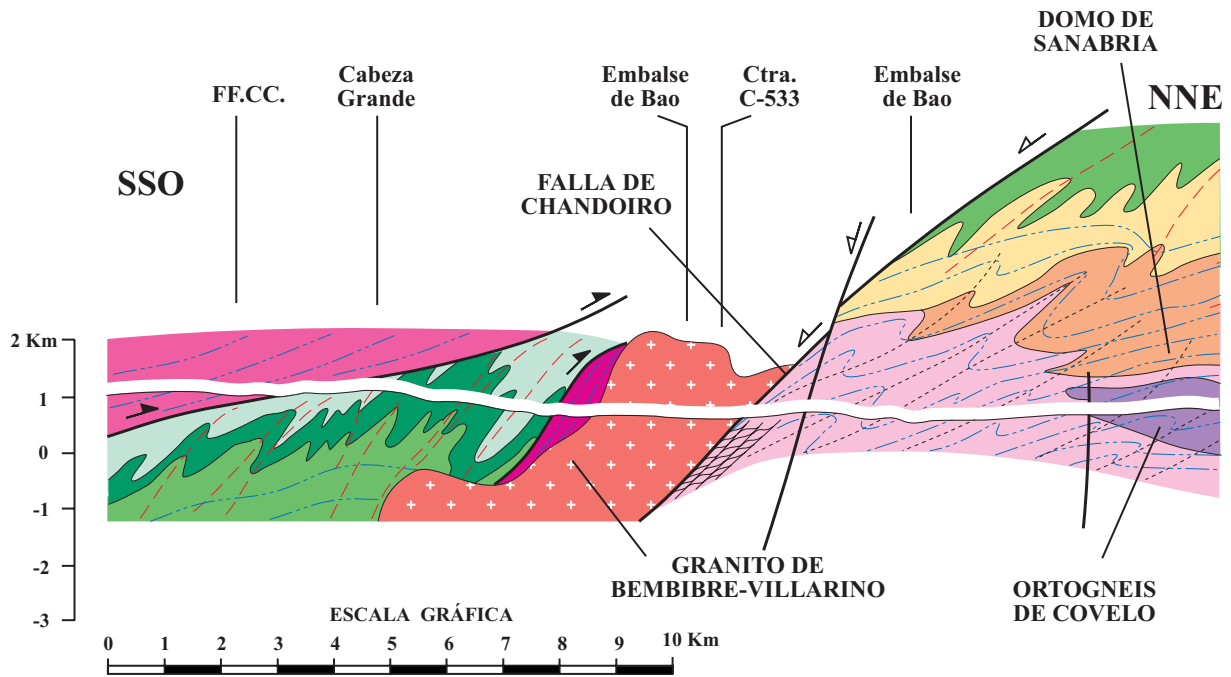


Figura 5.6: Corte geológico de los cabalgamientos de A Gudiña y de Pradocabalos. La situación del corte se muestra en la Figura 5.5.



Foto 5.5: Terminación oriental de un anticlinal de D1 en la Cuarcita Armoricana, de facies Montes do Invernadeiro. Los pliegues D1 están cortados por arriba por el cabalgamiento de A Gudiña, con materiales de la ZGTM. El trazo de color blanco representa la superficie por donde se encuentra en cabalgamiento. La situación de la Foto se encuentra en la Figura 5.5.

5.3.- SEGUNDA FASE DE DEFORMACIÓN (D2) EN DOMINIOS MESOCORTICALES

La segunda fase de deformación está representada en la mitad occidental del área estudiada por una zona de intensa deformación cuyo límite superior coincide a lo largo de buena parte de su recorrido con la isograda de la biotita, y cuyo límite inferior no aflora. El área de distribución de esta deformación coincide con el Antiforme de Sanabria, y en su flanco N afecta a buena parte de las Capas de Los Montes, situándose su límite a poca distancia del muro de la Cuarcita Armoricana (Figura 5.2). Hacia el E, la deformación D2 desaparece entre Palacios de Sanabria y Asturianos, donde su límite superior dibuja el cierre del antiforme.

Por el S, las zonas con deformación D2 meso- y supracorticales se unen, resultando difícil separarlas con un límite neto, pese a su distinto significado dinámico. En efecto, en el flanco NE de los Sinformes de Verín y Alcañices, el Ordovícico y el “Ollo de Sapo” están siempre intensamente deformados por debajo de la isograda de la biotita por el cizallamiento extensional, mientras que por encima lo están por la D2 asociada a los cabalgamientos del Dominio Esquistoso. La misma banda de deformación D2 mesocortical aflora de nuevo al S del Sinforme de Alcañices (VILLAR ALONSO, 1990; GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997).

La deformación D2 se caracteriza por el desarrollo generalizado de una nueva foliación tectónica (S2), y de pliegues recumbentes de diferentes escalas, “boudinage”, y una fuerte lineación de estiramiento y mineral. En los niveles más altos de la zona deformada, S2 es un clivaje de crenulación, y especialmente en el flanco S del Antiforme de Sanabria, su desarrollo va unido al de numerosas venas de cuarzo y su microplegamiento y estiramiento.

Hacia abajo, la foliación S2 se generaliza rápidamente, pasando a ser la dominante en los materiales esquistosos y gnéisicos. La foliación y la lineación mineral representan de forma aproximada el plano y la dirección de flujo dúctil durante la deformación sin-metamórfica (NICOLAS Y BOUDIER, 1975; NICOLAS Y POIRIER, 1976). Numerosos criterios cinemáticos indican una componente no coaxial de la deformación, y el sentido de cizallamiento definido por estos indicadores, en la mitad occidental de la zona de estudio, es consistentemente con un movimiento del bloque techo hacia el SE.

5.3.1.- Pliegues de segunda fase

En los niveles estructurales altos de la banda de cizalla, donde afecta a los materiales del Ordovícico Inferior (Capas de Los Montes), la deformación D2 está localizada principalmente en los niveles de las pizarras basales, que se comportan como auténticos niveles plásticos, donde el desarrollo de una foliación nueva S2 y con frecuencia filonitas, casi borra por completo la esquistosidad previa. En general y sobre todo en el flanco S, la deformación va acompañada de numerosas venas de cuarzo que se pliegan y estiran, dando pliegues isoclinales de pequeño tamaño, a menudo con charnelas y flancos boudinados (Fotos 5.6, 5.7 y 5.8).



Foto 5.6: Pizarras de las Capas de Los Montes cerca del contacto N con la Formación "Olló de Sapo". Las venas de cuarzo son sincinemáticas con D2 y aparecen dobladas por pliegues isoclinales, estiradas y boudinadas. Los pliegues más visibles, angulares, son D3.



Foto 5.7: Aspecto de campo de las Capas de Los Montes en el flanco S, con abundantes inyecciones de venas de cuarzo y pliegues D2 y D3.



Foto 5.8: Detalle de las venas de cuarzo dentro de las pizarras del Ordovícico Inferior, flanco S del Antiforme de Sanabria, plegadas y estiradas. En los flancos de estos pliegues es donde mejor se observa la lineación de estiramiento mineral de la segunda fase.

Cuando los afloramientos presentan buenas secciones estructurales según el plano XZ, se identifican charnelas disruptadas, mientras que en secciones estructurales YZ, el aspecto es más brechoide, con desarrollo de porfiroclastos de cuarzo y, a veces, fragmentos de metapelitas, consecuencia de una suma de procesos ligados entre sí que incluyen venulación, fuerte estiramiento y cizallas discretas asociadas a la filonitización.

La morfología de los pliegues menores dentro de la Serie de "Viana do Bolo" depende en gran medida de los contrastes de competencia, apareciendo bien desarrollados en las capas cuarcíticas y en las rocas calcosilicatadas.

Los ejes de los pliegues, que en muchos casos son intrafoliares, son con frecuencia subparalelos a las lineaciones minerales y de estiramiento. Presentan zonas de charnela engrosadas y flancos muy adelgazados, y asociados a los pliegues se desarrollan cizallas de bajo ángulo que denotan un estiramiento importante paralelo a la lineación. Los pliegues son generalmente isoclinales, y a medida que sus flancos se van orientando, contribuyen a integrar el bandeo tectónico característico de las rocas migmatíticas (foliaciones de alta temperatura), con el cual llegan a confundirse.

A escala de afloramiento, los pliegues D2 en la Serie de "Viana do Bolo" son de tamaño decimétrico a métrico, y a menudo tienen charnelas curvas. En las secciones estructurales XZ predominan las geometrías isoclinales, mientras que en las secciones YZ aparecen con relativa frecuencia morfologías concéntricas cerradas, abiertas (pliegues en yunque), o más frecuentemente secciones que se corresponden con formas en S y en Z (Figuras 5.7 y 5.8; Fotos 5.9 a 5.15).

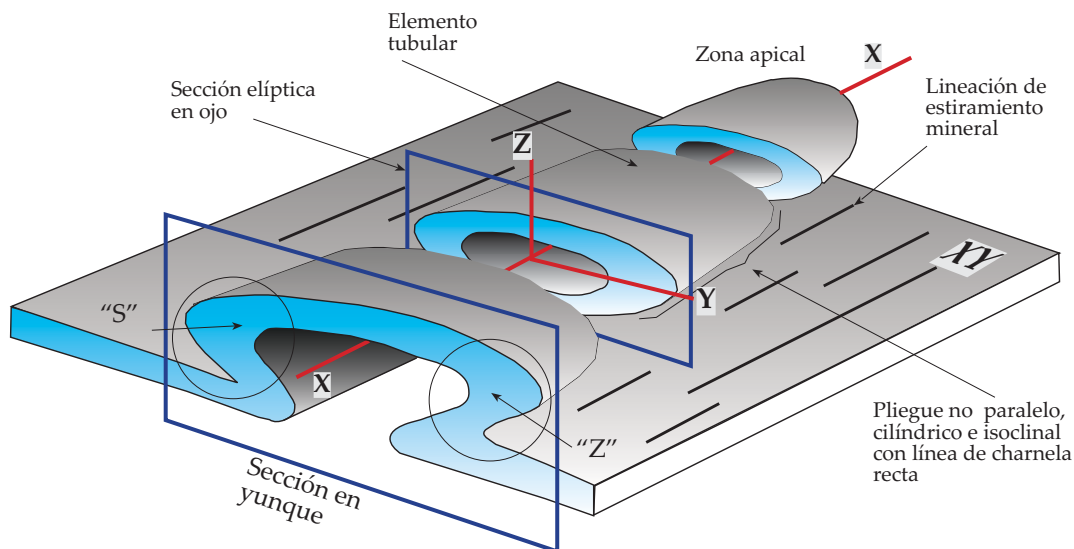


Figura 5.7: Esquema de las diferentes geometrías que puede presentar un pliegue en vaina, en secciones perpendiculares a la lineación de estiramiento.



Figura 5.8: En esta Figura se muestran dos secciones perpendiculares a un pliegue en vaina. Las secciones transversales típicas de los pliegues se ven en los planos XZ, mientras que los planos YZ muestran las características formas cerradas.

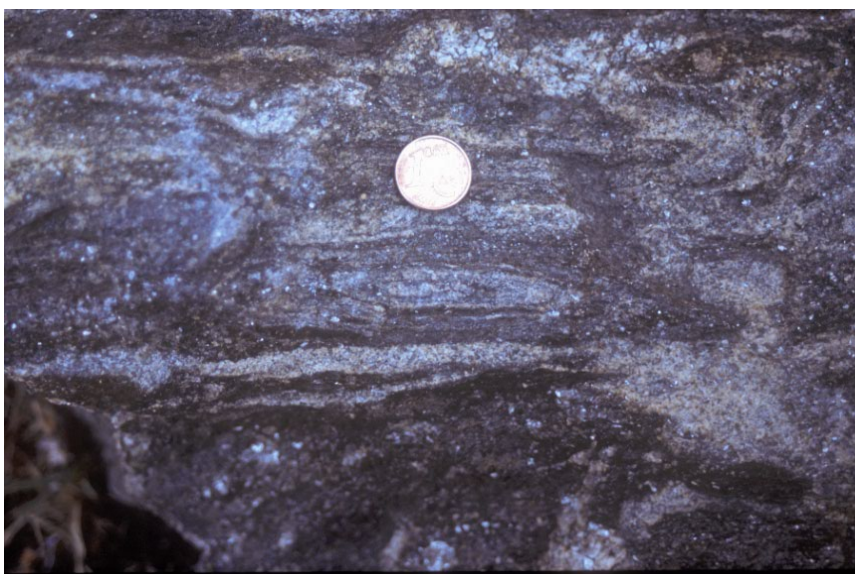


Foto 5.9: Forma cerrada de un pliegue en vaina. La escala es una moneda de 1 céntimo, lo cual nos indica la variedad de tamaños que presentan este tipo de estructuras. El bandeo concéntrico está marcado por una variación composicional, las bandas claras son de composición cuarzofeldespática y las bandas oscuras tienen una composición micácea (biotíticas).

Foto 5.10: Charnela curva en una capa de roca calcosilicatada.

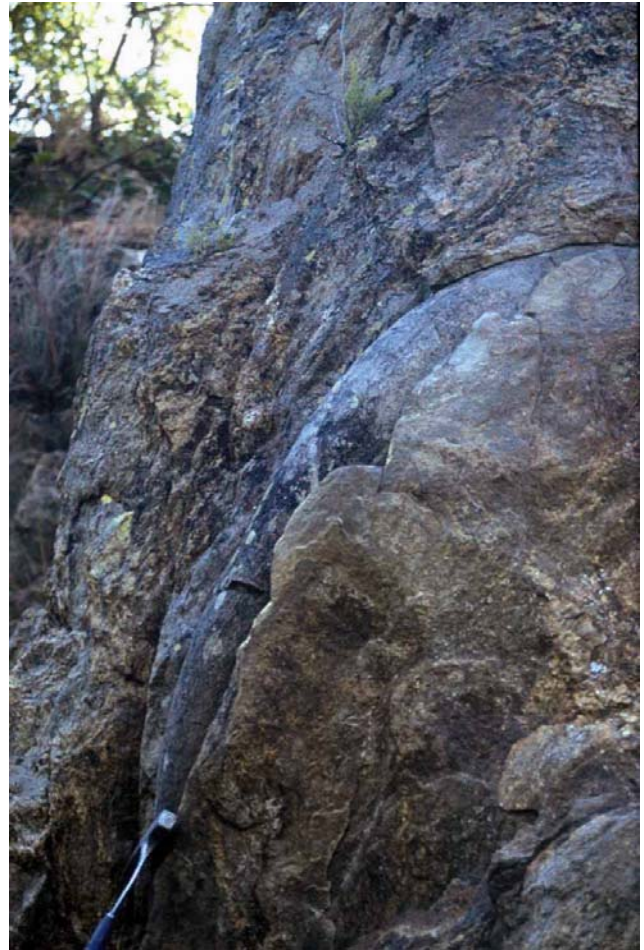


Foto 5.11: Pliegues D2 sobre gneises bandeados. La sección corresponde a un plano XZ.



Foto 5.12: Pliegue asimétrico formado en un nivel de roca calcosilicatada en la ladera de Tabazoa de Humoso. La continuación de este afloramiento hacia el SE (derecha de la Foto), aproximadamente a un metro, se muestra en la Foto siguiente. Nótese que los pliegues doblan a una capa previamente boudinada.



Foto 5.13: Boudin de roca calcosilicatada en la continuación de un flanco de un pliegue D2 mostrado en la Foto anterior.



Foto 5.14: Pliegues D2 en la Serie de “Viana do Bolo”. En este mismo afloramiento existe un plano perpendicular donde se observa cómo estos pliegues están afectados por otros D3 dando lugar a figuras de interferencia de tipo 3 de RAMSAY (1967).



Foto 5.15: Pliegue D2 en los materiales de la Serie de “Viana do Bolo”. Este tipo de secciones con formas cerradas representan planos estructurales XZ. Los niveles plegados se adelgazan en las zonas de los flancos, mientras que en las zonas de charnela muestran engrosamiento.

Hay charnelas curvas con cambios de orientación de su eje que se aproximan a 180°, siendo éste un rasgo característico de los pliegues en vaina. Las morfologías cerradas con geometrías elípticas están asociadas a pliegues en vaina aplastados según los planos de la foliación principal S2. En algunos pliegues se observan zonas de cizalla dúctiles, que corresponden a los flancos invertidos y que lateralmente pasan a estructuras plegadas.

Los pliegues no cilíndricos han sido reconocidos y estudiados desde mediados del siglo XX, siendo descritos como pliegues tubulares (HANSEN, 1971), o en vaina (CARRERAS *et al.*, 1977), cuando la curvatura de la charnela es muy acusada (más de 90° según RAMSAY Y HUBER, 1987) y son característicos de las zonas de cizallamiento dúctil (QUINQUIS *et al.*, 1978; COBBOLD, 1979).

Se consideran generados por procesos de deformación progresiva no coaxial donde los ejes de los pliegues son inicialmente perpendiculares a la dirección de transporte tectónico y posteriormente se reorientan hacia la lineación de transporte de la cizalla dúctil, al tiempo que su superficie axial gira hasta paralelizarse a la foliación principal (COBBOLD Y QUINQUIS, 1980).

5.3.2.- Esquistosidad de segunda fase (S2)

La parte superior de la banda de deformación subhorizontal afecta principalmente a las Capas de Los Montes, tanto del flanco N como del flanco S (Figura 5.2).

En el flanco N, la S2 aparece como un bandeo tectónico, bien visible tanto a escala de afloramiento (Fotos 5.16 y 5.17) como al microscopio (Fotos 5.18 a 5.20). Es en las zonas con S2 subhorizontal donde mejor se desarrolló después la crenulación de la tercera fase de deformación varisca. La segregación de venas de cuarzo es menos pronunciada que en el flanco S pero, en cambio, cabe mencionar un dique de cuarzo de gran espesor paralelo a S2 en la cabecera del arroyo de Meladas.



Foto 5.16: Aspecto general de las pizarras negras en el flanco N (Capas de Los Montes). La esquistosidad principal es S2, mientras que los pliegues que se observan son D3, que desarrollan una intensa crenulación en toda esta zona.

Foto 5.17: Detalle de la Foto anterior, donde se aprecia el bandeo tectónico S2.

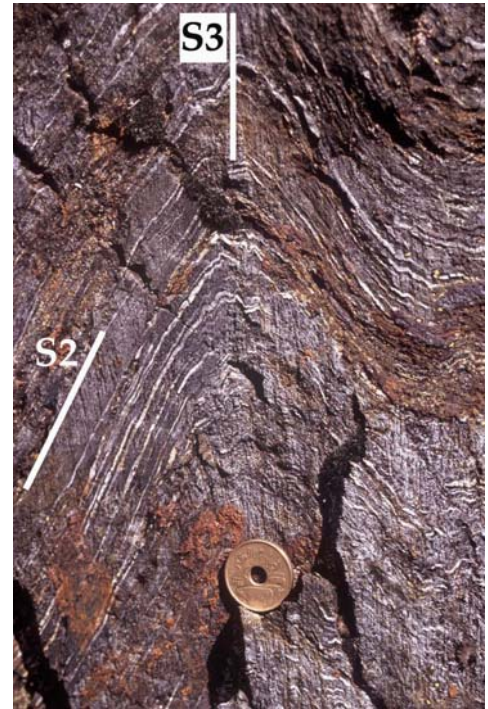


Foto 5.18: Aspecto textural del bandeo tectónico (S2) en las pizarras de las Capas de Los Montes del flanco N del anticlinorio de Sanabria. (Muestra: 229-782, perteneciente al fondo documental del IGME; nicoles cruzados).

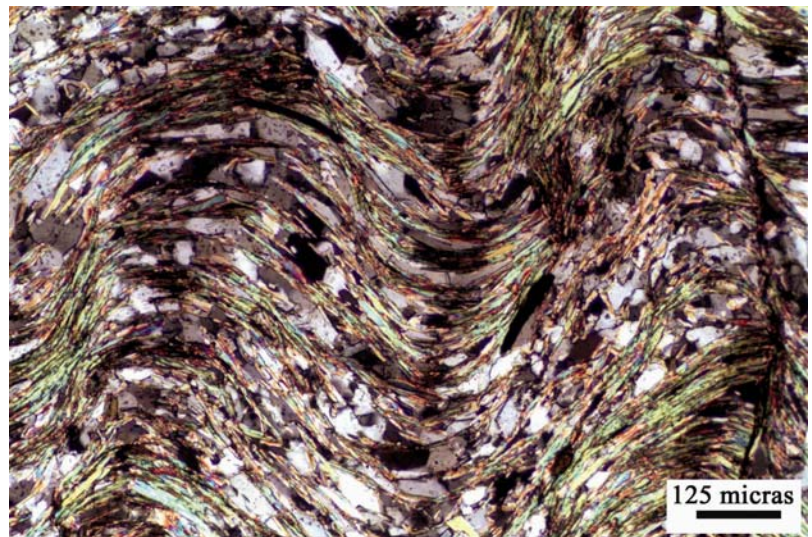
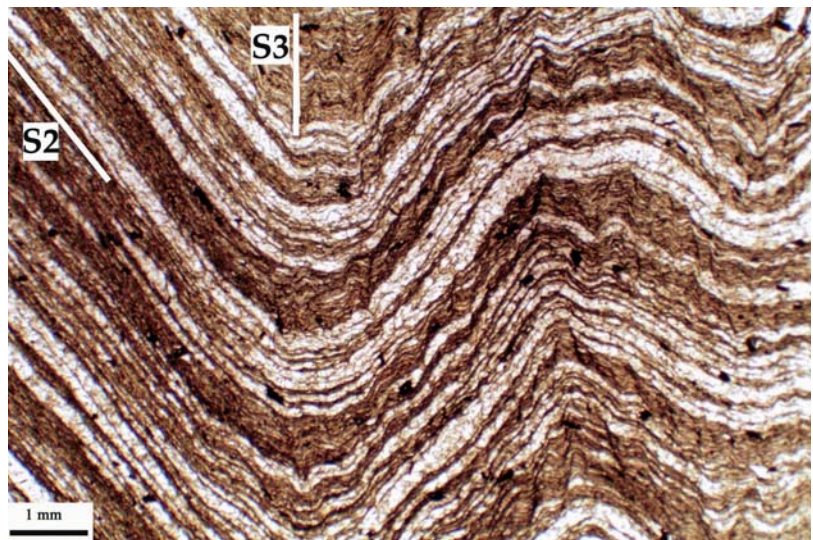


Foto 5.19: Detalle textural de las esquistosidades en el flanco N del Anticlinorio del "Ollo de Sapo" (Muestra: 228-1108; perteneciente al fondo documental del IGME). El bandeo es S2, mientras los pliegues reflejan la crenulación S3.



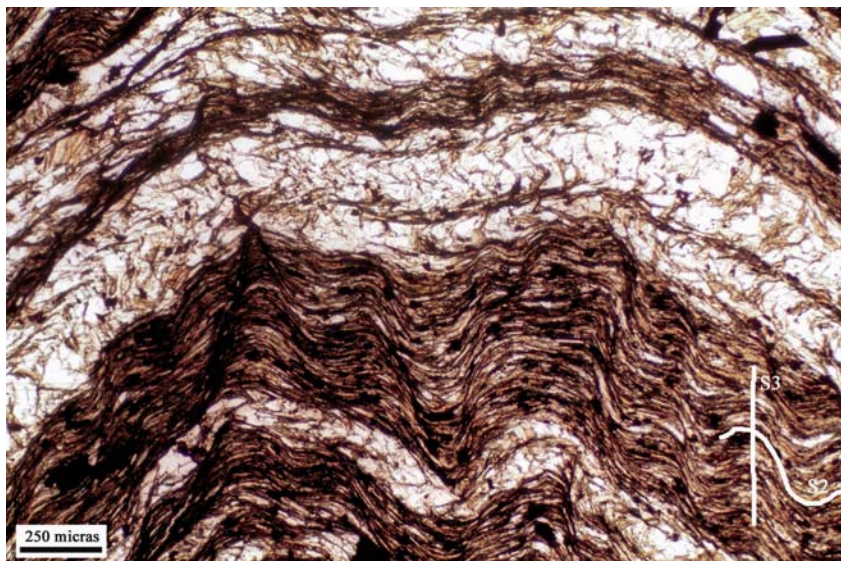


Foto 5.20: Detalle de la Foto anterior, donde se puede apreciar la existencia de tres esquistosidades. S2 está marcada por un bandeo tectónico y en los microlitones cuarzosos quedan restos de S1.

En el flanco S, la S2 también desarrolló un bandeo tectónico, aunque en condiciones de grado metamórfico mayor respecto del flanco N y con un gradiente dentro de este flanco con condiciones en aumento de E a O. En las pizarras y hacia el techo de la banda de cizalla se localiza en las pizarras una zona con una alta densidad de venas de cuarzo, intensamente deformadas por D2 (Foto 5.21). Cuando la deformación afecta a la barra cuarcítica basal de las Capas de Los Montes, ésta desarrolla una fábrica intensa, dando lugar a una textura en libro muy típica (Foto 5.22).

En la zona oriental, puede observarse S2 en los alrededores de Palacios de Sanabria, que viene a ser la zona más oriental donde aparece. Por ejemplo, en la ermita de la Encarnación existen buenos afloramientos, y en lámina delgada se observan las tres esquistosidades principales (Foto 5.23). Por último, en los afloramientos localizados al O de la Falla de Chandoiro, las metapelitas ordovícicas tienen una esquistosidad principal de tipo bandeo tectónico, mientras que las cuarcitas son auténticas milonitas y blastomilonitas.

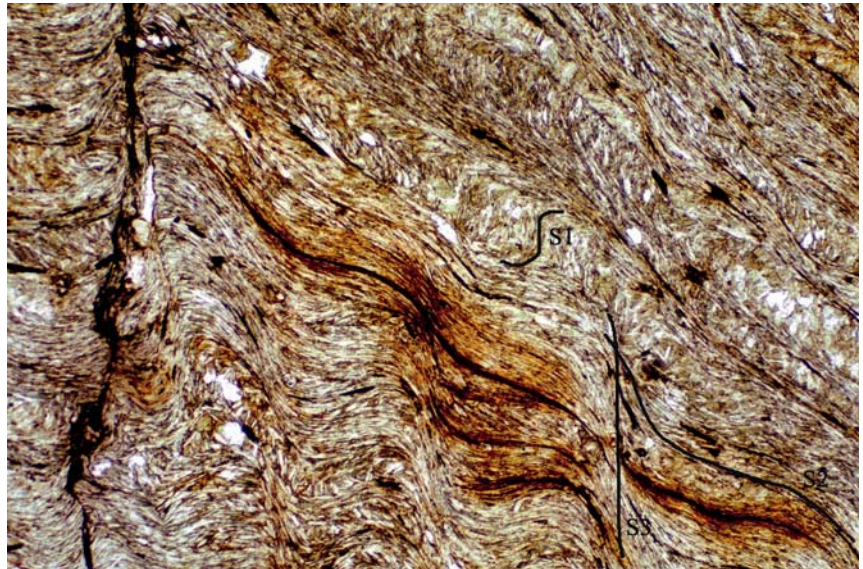


Foto 5.21: Afloramientos del Ordovícico Inferior en el flanco S. En primer plano, niveles pizarrosos con abundantes inyecciones de venas de cuarzo. Al fondo (flecha negra), barra cuarcítica afectada por D2 y cuya textura se muestra en la Foto 5.22.

Foto 5.22: Cuarzita de las Capas de Los Montes del flanco S del Antiforme de Sanabria, mostrando el fuerte desarrollo de S2.



Foto 5.23: Detalle textural de las esquistosidades S1, S2 y S3, en las pizarras al N de Palacios de Sanabria (Muestra: 267-2; nícoles paralelos).



Dentro de la Formación “Ollo de Sapo”, el inicio del desarrollo de S2 está marcado por la formación de un bandeo tectónico composicional, con bandas cuarzosas, feldespáticas y micáceas.

Al S de la localidad de Ferreros, en el cerro Santiesteban, se puede apreciar a simple vista aunque aparece doblada por pliegues menores D3 (Fotos 5.24 a 5.25). En la Foto 5.26 se muestra un detalle de la textura que presentan las rocas de estos afloramientos, y donde aún quedan restos de una primera esquistosidad.

En los ortogneises glandulares y en los gneises bandeados de la Serie de “Viana do Bolo”, la esquistosidad S2 está definida por un bandeo composicional cuarzo-feldespático, 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.

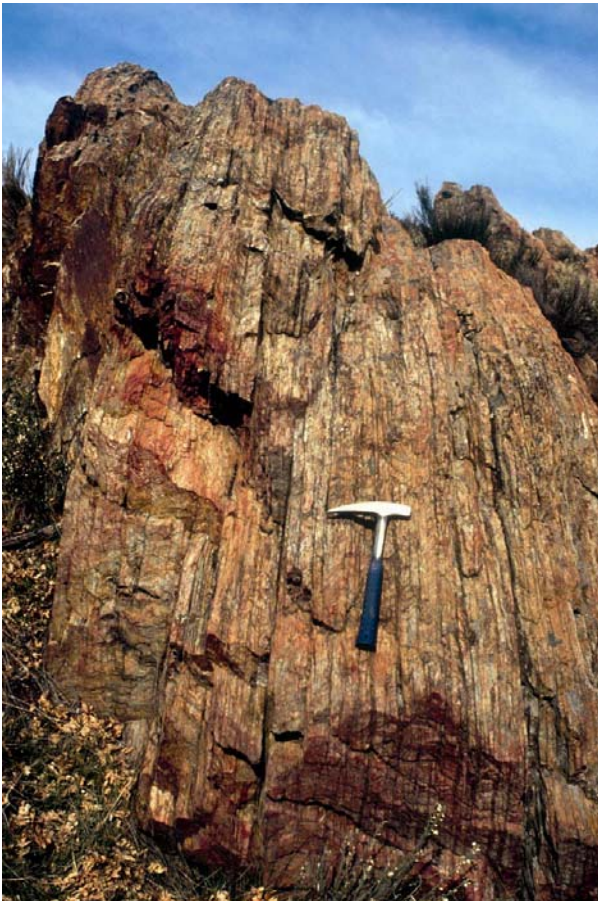


Foto 5.24: Aspecto del afloramiento de "Ollo de Sapo" del cerro de Santiesteban, al S de Ferreros. El diaclasado subvertical coincide con S3, que afecta a la esquistosidad principal S2.



Foto 5.25: Detalle de la textura del bandeo composicional de la S2 y la crenulación S3 en el "Ollo de Sapo". Afloramiento del cerro Santiesteban.

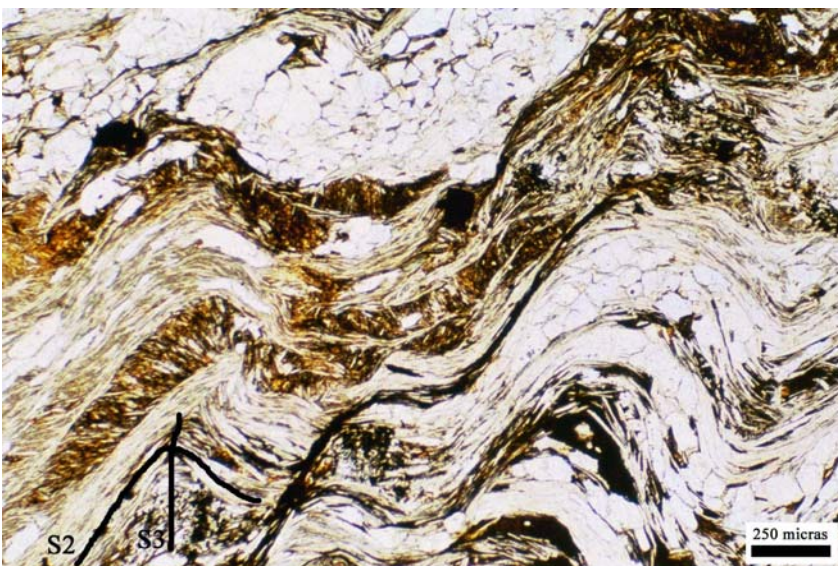


Foto 5.26: Aspecto textural de S2 en la Formación "Ollo de Sapo" del cerro Santiesteban. Además, se puede observar la esquistosidad de crenulación S3 y restos de una esquistosidad previa S1. Esta última sólo se puede observar en la zona de menor grado metamórfico, y se borra hacia el O (Muestra: 267-31; nicoles paralelos).

El diagrama de polos de S2 en el “Ollo de Sapo” (Figura 5.9) muestra dos máximos, siendo el principal el que se encuentra a $158^{\circ}/46^{\circ}\text{NO}$ y que se corresponde con una dirección $\text{N } 68^{\circ}\text{E} / 46^{\circ}\text{SE}$. El otro máximo se localiza a $14^{\circ}/22^{\circ}\text{N}$ y corresponde a una orientación de S2 de $104^{\circ}/68^{\circ}\text{SSO}$. Aunque próximos entre sí, los dos máximos representan sendos flancos de pliegues D3 tumbados y aplastados, como veremos más adelante.

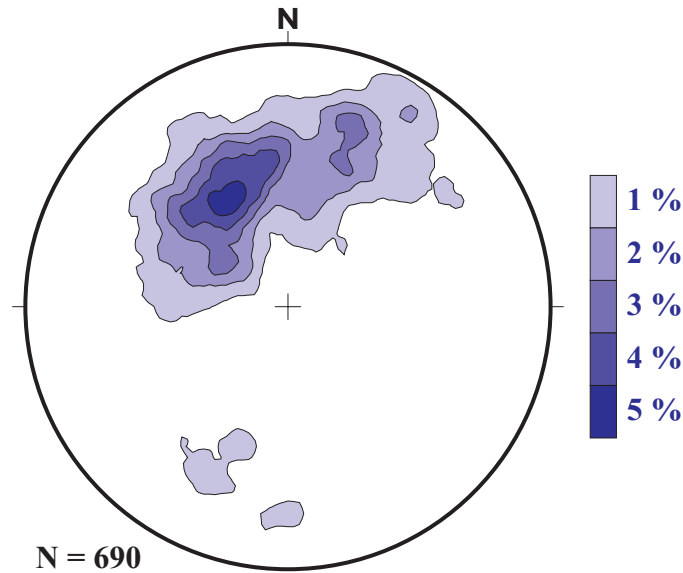


Figura 5.9: Diagrama de orientación de polos de la esquistosidad S2 en la Formación “Ollo de Sapo”. Hemisferio inferior de la red equiareal.

Por lo que respecta a los materiales de la Serie de “Viana do Bolo”, en la Figura 5.10 se encuentran representadas las foliaciones S2. Estas medidas se corresponden con el bandeo migmatítico que presentan estas rocas y que se ha considerado como la fábrica correspondiente a la D2 que se observa por toda esta zona.

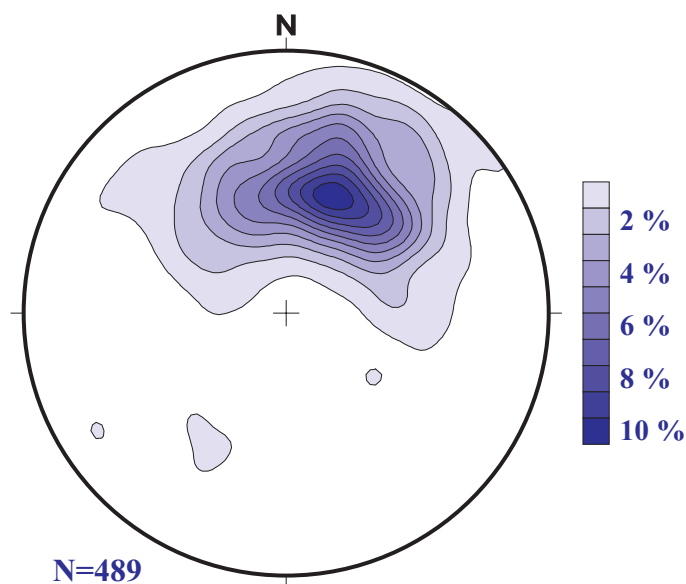


Figura 5.10: Diagramas de orientación de polos del bandeo gnéisico en la Serie de “Viana do Bolo”. Hemisferio inferior de la red equiareal.

5.3.3.- Lineación mineral (Lm2) y de estiramiento de segunda fase

Sobre los planos de la foliación S2, y como parte de la fábrica de las rocas 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. Su orientación general es ONO-ESE, aunque varía desde E-O en el flanco N, a NO-SE para el flanco S del Antiforme de Sanabria.

En la Formación “Ollo de Sapo” se encuentra muy bien desarrollada, como consecuencia del estiramiento de los minerales, principalmente de los fenocristales (cuarzo y feldespatos), acompañado de recristalización, y también del desarrollo de minerales alargados en sus sombras de presión. La Figura 5.11 muestra el diagrama de polos de Lm2 en la Formación “Ollo de Sapo”. El máximo se encuentra según 123°/34°SE. También hay que destacar otro pequeño máximo según 90°/30°E, estas medidas de la lineación se encuentran principalmente en todo el flanco N del Antiforme del “Ollo de Sapo” y, más concretamente, en las cercanías o en el contacto entre los materiales de la Formación “Ollo de Sapo” y los materiales de las Capas de Los Montes.

La Figura 5.12 muestra las medidas de estiramiento mineral en de la Serie de “Viana do Bolo”. La máxima concentración se encuentra en la misma dirección que en la Formación “Ollo de Sapo”. Los dos pequeños máximos de la parte izquierda se deben a la inflexión producida por el arrastre de la Falla de Chandoiro. En las Fotos 5.27 a 5.32 se pueden ver algunos de los ejemplos de la Lm2 en las litologías que componen la zona de estudio.

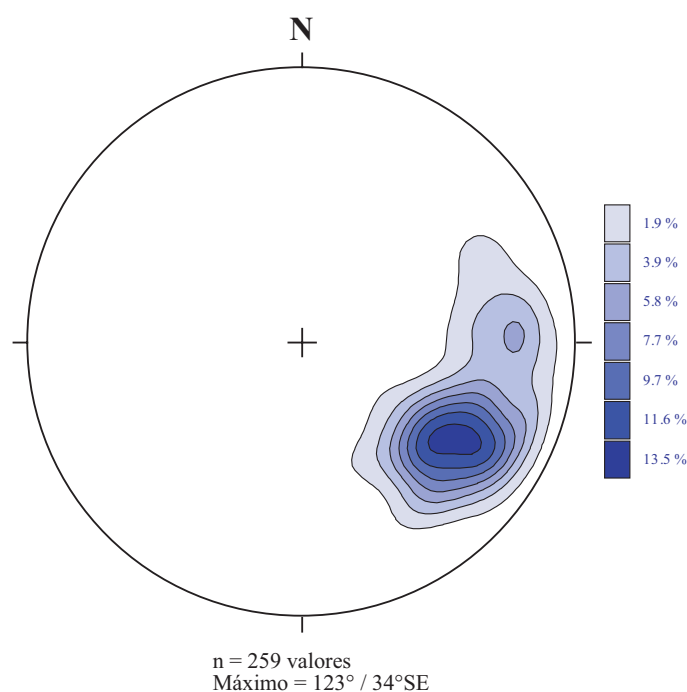


Figura 5.11: Diagrama de polos de la lineación mineral (Lm2) en la Formación “Ollo de Sapo”. Hemisferio inferior de la red equiareal.

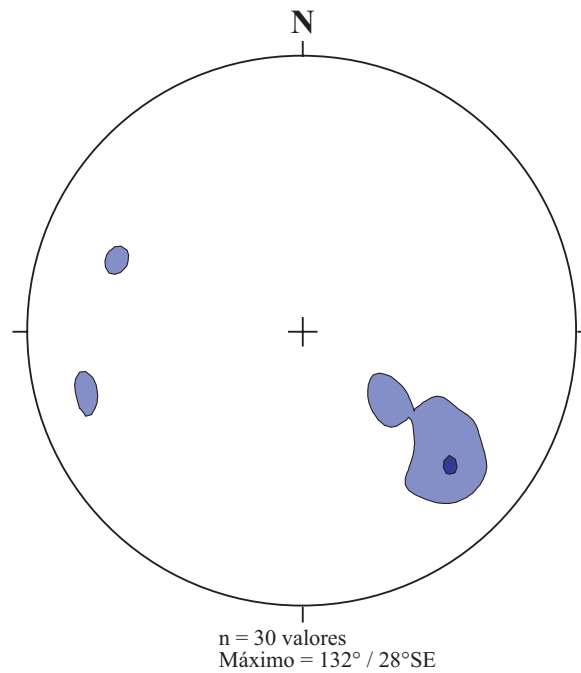


Figura 5.12: Diagrama de polos de la lineación mineral Lm2 en la Serie de “Viana do Bolo”. Hemisferio inferior de la red equiareal.

En general, la orientación de la lineación mineral (Lm2) y de estiramiento de la segunda fase es paralela o subparalela a la orientación del domo gnéisico-migmatítico de Sanabria-Viana do Bolo, y es subparalela a los ejes de los pliegues de tercera fase, como se verá más adelante. Esto sucede en otras partes del orógeno varisco, como por ejemplo en la Montaña Negra (MATTE *et al.*, 1998), donde las lineaciones son paralelas al eje del domo gnéisico-migmatítico.

Foto 5.27: Detalle de la lineación de estiramiento Lm2 en las cuarcitas de Dradelo. Los puntos de color oscuro son granates. En este punto la dirección de Lm2 es N 93°E / 14°O. La flecha indica el O.





Foto 5.28: Dentro del ortogneis glandular, el mejor marcador de la lineación mineral Lm2 son las glándulas de feldespato potásico.



Foto 5.29: Otro ejemplo del estiramiento de las glándulas de feldespato potásico. En este caso, la glándula marca una dirección de Lm2 según N 120°E / 16°SE.

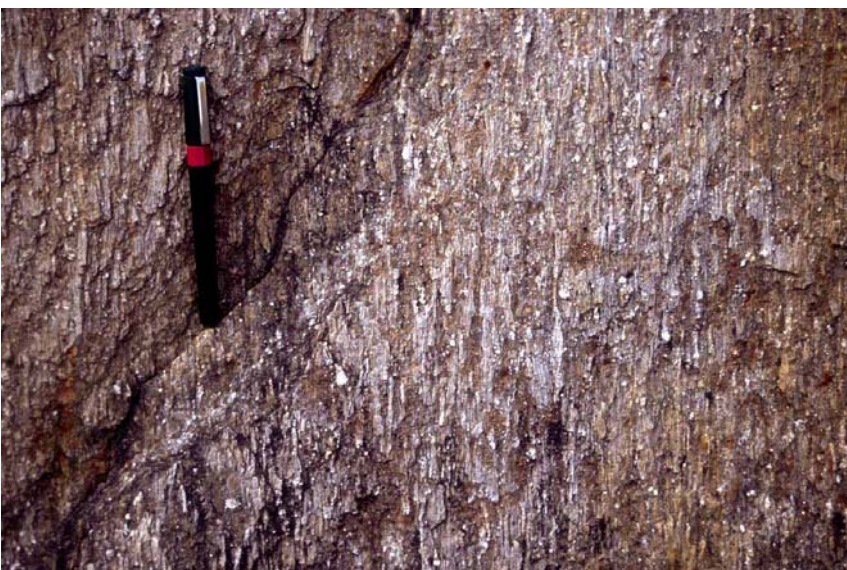


Foto 5.30: Lineación Lm2 en la Formación "Ollo de Sapo".

Foto 5.31: “Ollo de Sapo” epiclástico en el flanco N, cerca del contacto con las Capas de Los Montes, y cerca del techo de la banda de cizalla. Se puede observar una vena de cuarzo con Lm2, posteriormente plegada por D3.

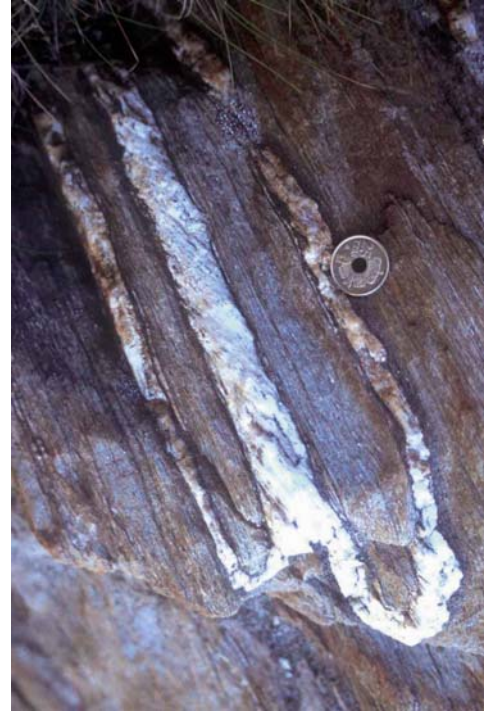
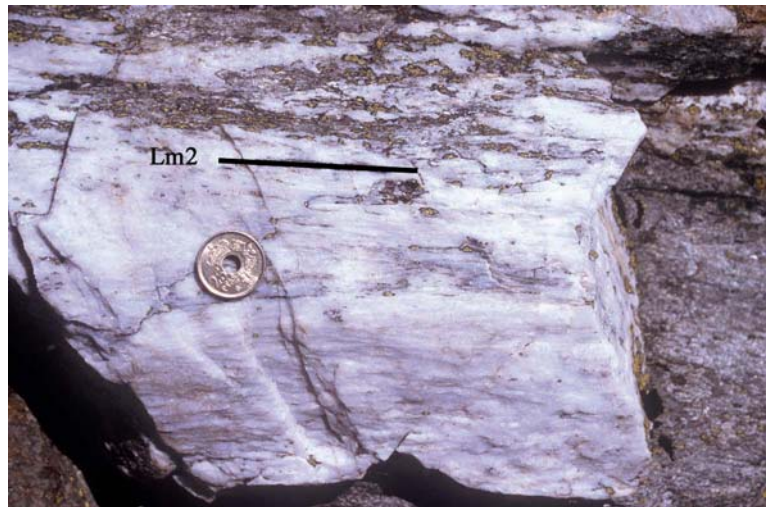


Foto 5.32: Vena de cuarzo boudinada, en la que queda bien marcada la lineación Lm2. Estos diques son muy frecuentes hacia el techo de la banda de cizalla. En este punto la Lm2 es N134°E / 25°SE.



5.3.4.- Indicadores cinemáticos e interpretación

En esta sección se describen los criterios cinemáticos que apoyan el carácter no coaxial de la deformación D2 en las áreas mesocorticales de la región estudiada. Algunos derivan de estructuras menores visibles sobre los afloramientos, y otros se observan al microscopio sobre láminas delgadas normales a la foliación S2 y paralelas a la lineación Lm2. La mayoría, además de indicar una componente importante de cizallamiento simple, permiten deducir su cinemática.

Entre los criterios que se pueden observar en el campo dentro de la Serie de “Viana do Bolo”, hay que citar los pliegues menores D2 en las cuarcitas de Dradelo y en las rocas calcosilicatadas, donde a menudo son pliegues en vaina. La relación entre la geometría de estos pliegues y la

dirección y sentido de cizalla ha sido descrita por numerosos autores (CARRERAS *et al.*, 1977; QUINQUIS *et al.*, 1978; COBBOLD Y QUINQUIS, 1980; RAMSAY, 1980). La asimetría de los de mayor orden de magnitud, vista en sección paralela a la dirección de estiramiento, el sentido de cierre de la zona apical de las vainas y las variaciones de espesor de los niveles plegados (FOSEN Y RYKKELID, 1990) permiten poner de manifiesto el carácter no coaxial de la deformación y la cinemática de movimiento relativo entre bloques. La Foto 5.12 muestra pliegues D2 en un nivel calcosilicatado, donde la asimetría indica movimiento de techo hacia el SE. Obsérvese también que los pliegues D2 doblan a un lecho previamente boudinado.

Los “boudins” son muy comunes en las rocas calcosilicatadas de la Serie de “Viana do Bolo”, debido a que éstas exhiben unos marcados contrastes de competencia y anisotropía mecánica en relación con los dominios composicionales de las migmatitas (Fotos 5.13 y 5.33). Sin embargo, no suelen ser asimétricos ni disponerse oblicuos a la foliación S2, por lo que no sirven como indicadores cinemáticos, aunque sí como prueba del estiramiento involucrado en la deformación.



Foto 5.33: Boudin de roca calcosilicatada dentro de la Serie de “Viana do Bolo”. Carretera que va desde Villavieja a Porto, a la altura de la presa de San Agustín. La muestra 266-34 corresponde a este “boudin”.

Dentro de los materiales migmatíticos de la Serie de “Viana do Bolo”, se puede observar pliegues asimétricos (Fotos 5.14 y 5.15), que no sirven como criterio cinemático al no ser de orden mayor. En cambio, se desarrollan estructuras S-C (Fotos 5.34 y 5.35) que indican movimiento del bloque de techo hacia el SE.

Los ortogneises de Covelo son las únicas rocas dentro de la Serie de “Viana do Bolo” en los que se reconocen sistemas de porfiroclastos asociados a D2, en secciones paralelas a la bien desarrollada lineación de estiramiento (Foto 5.36). Se trata de sistemas porfiroclásticos comunes (PASSCHIER, 1994) con un manto y colas de recristalización dinámica de geometría escalonada (LISTER Y SNOKE, 1984; PASSCHIER Y TROUW, 1996), desarrollados sobre los feldespatos, aunque también contienen porfiroclastos sigmoidales de mica (“peces de mica”). El sentido de cizalla deducido de la asimetría de los porfiroclastos indica también un movimiento del bloque de techo hacia el SE o ESE.

Foto 5.34: Estructuras S-C en las migmatitas de la Serie de "Viana do Bolo", en la carretera que une las localidades de Cepedelo y Rubiales, a la altura del Alto de Quintela. El SE está a la derecha de la Foto.

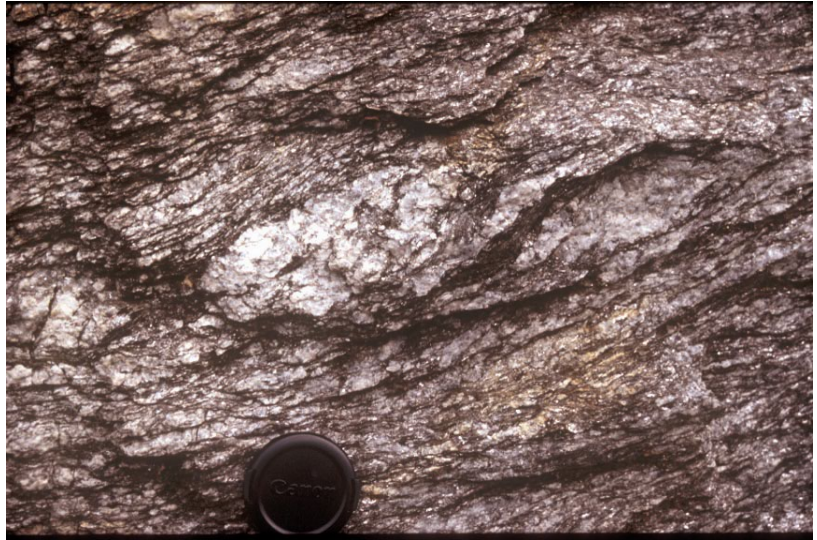


Foto 5.35: Otro ejemplo de estructuras S-C en la Serie de "Viana do Bolo", en el mismo afloramiento que la Foto anterior. En ambos casos, el plano de observación es una sección XZ, y el criterio que se deduce es de movimiento del bloque de techo hacia el SE (derecha de la Foto).



Foto 5.36: Afloramiento de ortogneis tipo Covelo, en las laderas de Tabazoa de Humoso, donde se aprecia la intensa lineación de estiramiento Lm2.



Los criterios cinemáticos más frecuentes a escala de afloramiento en los ortogneises de la Formación "Olló de Sapo" son estructuras S-C, sombras de presión asimétricas en los fenocristales de los feldespatos y el estiramiento y boudinage de los fenocristales y glándulas de feldespato potásico. Las Fotos 5.37 a 5.40 y las Figura 5.13 y 5.15 muestran diversos criterios utilizados en el campo para deducir la cinemática de la deformación D2.

Para el estudio microestructural, las láminas delgadas han sido orientadas paralelas a la lineación mineral y perpendiculares a la foliación (Figura 5.14). Además de los criterios cinemáticos, se han analizado las relaciones entre el desarrollo de esquistosidades y el crecimiento de minerales metamórficos para determinar las relaciones temporales entre deformación y metamorfismo.

La Figura 5.15 muestra los principales criterios cinemáticos encontrados a escala de lámina delgada. Los números entre paréntesis corresponden a los dibujos de esa Figura.

(1) Asimetría de la foliación que envuelve a los diversos porfiroclastos, junto con las sombras de presión asociadas. Este tipo de texturas se desarrollan principalmente alrededor de los fenocristales de cuarzo y feldespato potásico en la Formación "Olló de Sapo" (Fotos 5.41 y 5.42).



Foto 5.37: Glándulas de feldespato potásico en el ortogneis glandular, afectadas por D2, con sombras de presión, asimétricas. El plano de observación es una sección XZ y el criterio que se deduce es de movimiento del bloque de techo hacia el SE (derecha de la Foto).

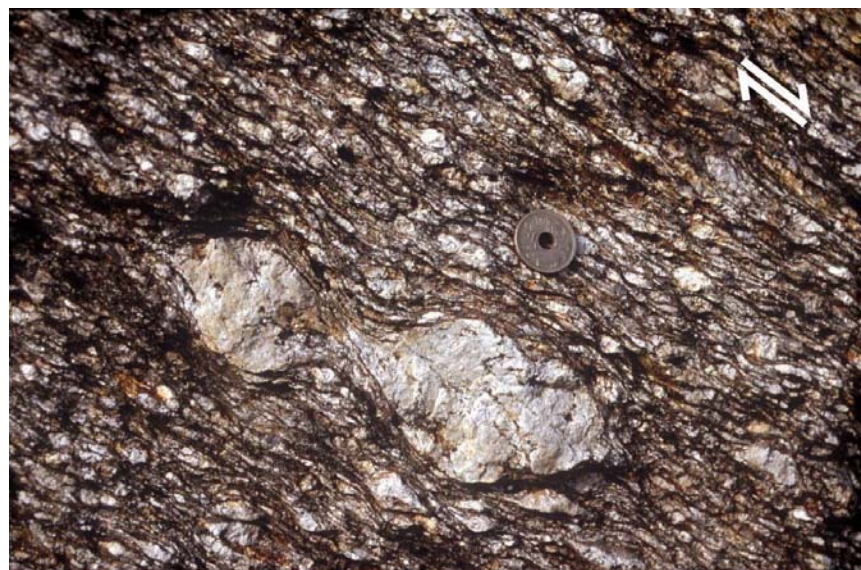
Foto 5.38: Otro ejemplo de glándulas de feldespato potásico cizalladas en el ortogneis glandular. Se puede observar cómo algunas glándulas se estiran, mientras que otras conservan un alto grado de idiomorfismo. El plano de observación es una sección XZ. El criterio que se deduce es de movimiento del bloque de techo hacia el SE (derecha de la Foto).



Foto 5.39: Un ejemplo más del ortogneis glandular, con las glándulas de feldespato potásico estiradas y con sombras de presión. El plano de observación es una sección XZ. El criterio que se deduce es de movimiento del bloque de techo hacia el SE (derecha de la Foto).



Foto 5.40: Glándulas de feldespato potásico en el ortogneis glandular. El plano de observación es una sección XZ. El criterio que se deduce es de movimiento del bloque de techo hacia el SE (derecha de la Foto).



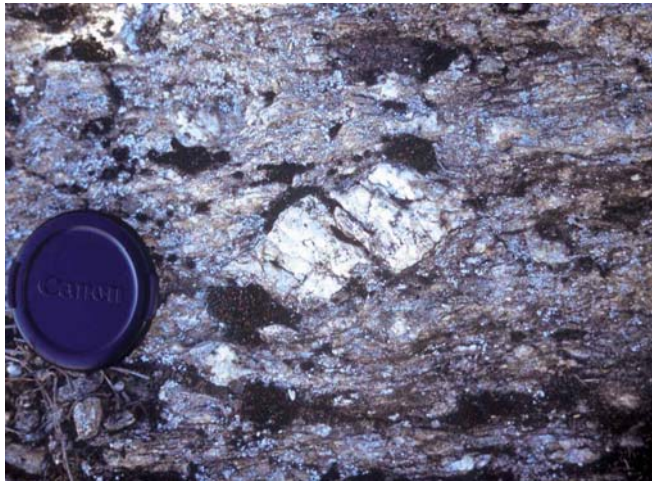


Figura 5.13: Criterio cinemático sobre una glándula de feldespato potásico, en el “Olló de Sapo” en facies de los esquistos verdes, donde estos cristales se pueden comportar de forma frágil. La sección es un plano estructural XZ y el criterio cinemático que se deduce es de movimiento del bloque de techo hacia el SE.

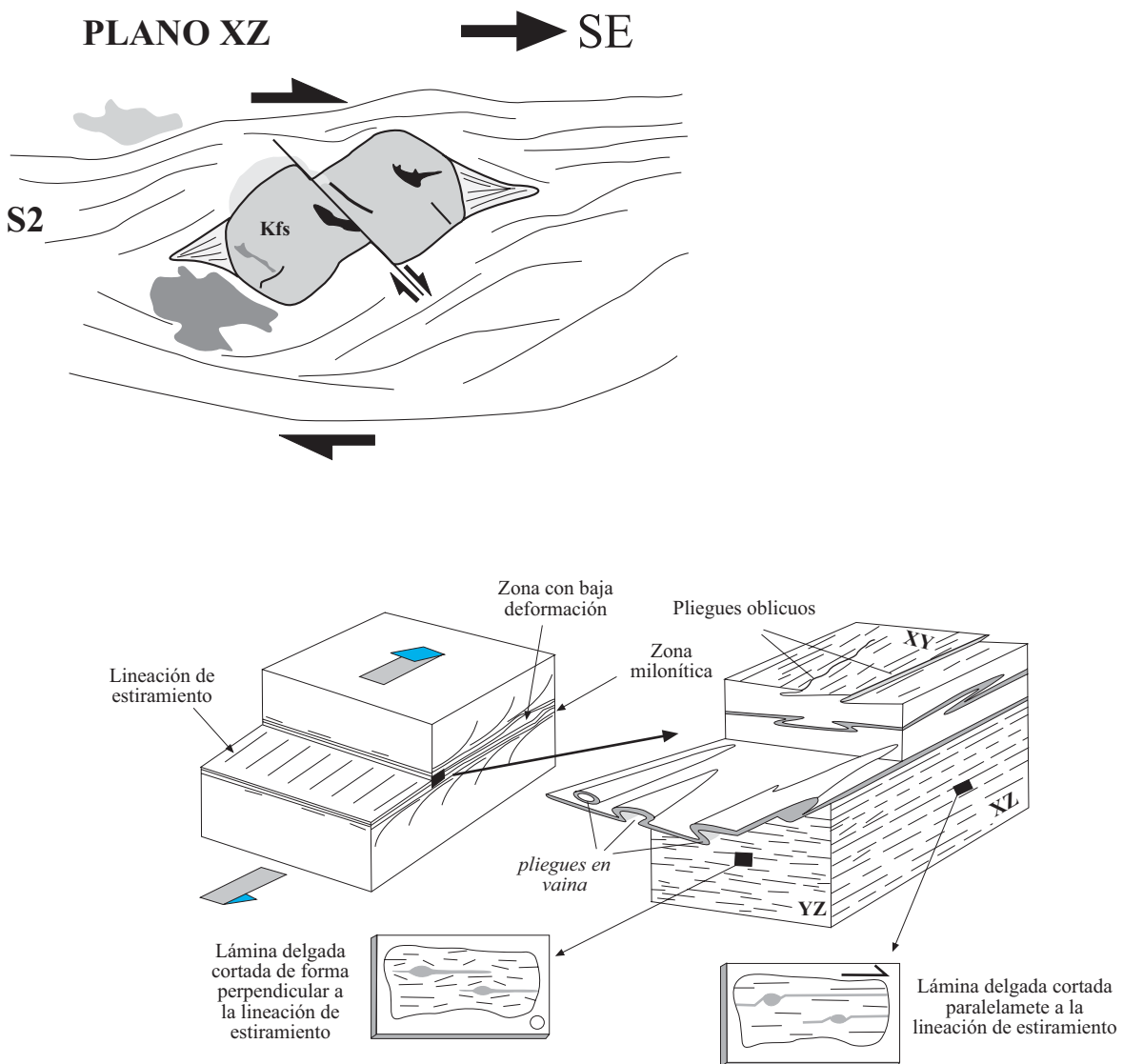


Figura 5.14: Diagrama esquemático mostrando la geometría de una zona milonítica (banda de cizalla) y la orientación de las muestras que se han recogido para el estudio microestructural. También se muestran algunos de los principales criterios cinemáticos que se han encontrado.

(2 y 3) Porfiroblastos rotados, tales como los de estauroлита y granate con texturas en “bolas de nieve”. También la andalucita presenta a menudo inclusiones asociadas con rotaciones relativas entre los porfiroblastos y la matriz (Fotos 5.43 a 5.45). Concretamente, en los cristales crecidos en el flanco S del Antiforme de Sanabria, los formados en momentos tempranos de la D2, fueron rodeados y envueltos por la foliación S2, que quedó atrapada como inclusiones de cuarzo, micas e ilmenita. La esquistosidad interna refleja una crenulación que corresponde a los momentos iniciales del desarrollo de S2. Poco después los cristales de andalucita recrecieron, y aunque la esquistosidad externa está en continuación con la interna (Foto 5.43), sus relaciones indican una rotación de los cristales durante su crecimiento, siendo el sentido de giro coherente con el resto de las observaciones realizadas.

(4 y 5) Colas de recristalización en los porfiroclastos, dando lugar a objetos de tipo sigma (σ) (Foto 5.42) y delta (δ) (Fotos 5.44 a 5.46). Este tipo de texturas se desarrollan con frecuencia en los porfiroblastos de estauroлита y de andalucita.

(6) Cizallas sintéticas y antitéticas entre fragmentos de porfiroclastos, en especial con los fenocristales y glándulas de feldespato potásico. Estas estructuras siempre se han observado dentro de la facies de los esquistos verdes (Figura 5.13).

(7) Asimetría sigmoidal en la forma de los porfiroclastos.

(8) Asimetría de peces de mica, junto con su alineamiento y saltos en el plano de exfoliación.

(9) Rotación de parte de los porfiroclastos dando lugar a la formación de una textura de tipo “pull-apart” (ver Foto 3.47). Estas texturas son muy frecuentes en los fenocristales de cuarzo y de los feldespatos, en especial cuando estos se encuentran dentro de la facies de los esquistos verdes.

(10 y 11) Milonitas de los tipos I y II (Foto 5.47), tanto a escala macroscópica como microscópica (BERTHÉ *et al.*, 1979; LISTER Y SNOKE, 1984).

(12) Asimetría de la esquistosidad de crenulación extensional (ECC). (Foto 5.48).

(13) Desarrollo de pliegues intrafoliares a escala microscópica. Este tipo de estructura se encuentra principalmente en los metasedimentos del Ordovícico y Silúrico (Foto 5.49).

(14) Asimetría del microboudinage de los fenoclastos. En los fenocristales de cuarzo pertenecientes a los materiales de la Formación “Ollo de Sapo” hay un cortejo de microestructuras asociadas a D2 entre las que destacan la extinción ondulante, las subjuntas (lamelas) orientadas de forma paralela a la foliación (Foto 5.50), más concretamente a los planos S, el desarrollo de subgranos y, por último, el “microboudinage” (Foto 5.51). También se puede observar en los materiales de la ZGTM representados en la Foto 5.49.

Los criterios cinemáticos, junto con el desarrollo de una foliación S2 muy penetrativa y una lineación de estiramiento indican que durante la fase D2 existió un flujo subhorizontal y una deformación no coaxial. Además, el hecho de que la zona deformada tenga un límite superior (Figura 5.2) sugiere que estamos ante una zona de cizalla.

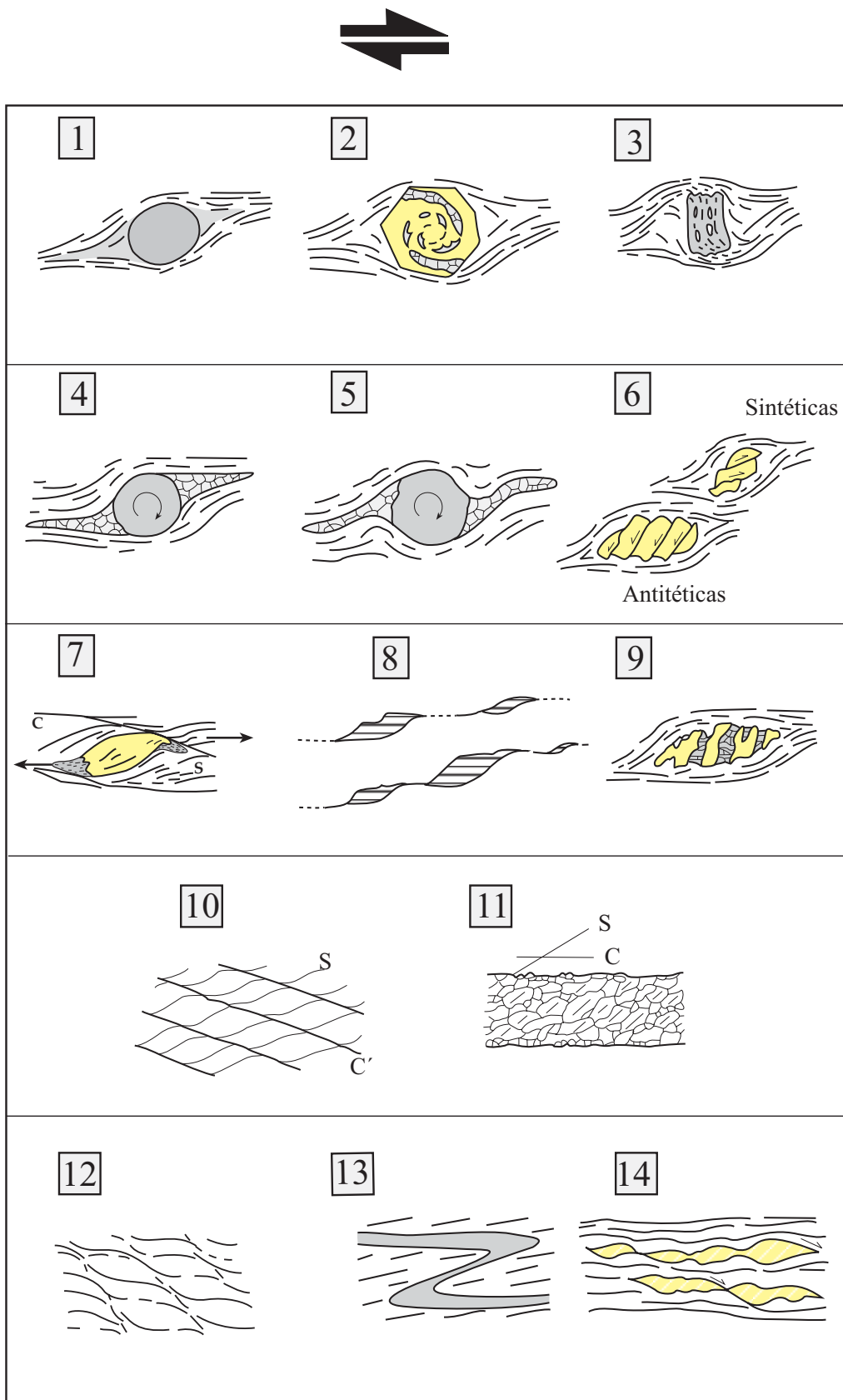


Figura 5.15: Resumen de los principales criterios cinemáticos observados a escala de lámina delgada.

Foto 5.41: Detalle de un porfiroclasto de plagioclasa albítica (P1), procedente de Kfs. La foliación S2 envuelve al porfiroclasto, desarrollando sombras de presión asimétricas.



Foto 5.42: Porfiroclasto de plagioclasa (P1) rotado y con desarrollo de sombras de presión, dando lugar a un objeto sigma (σ).

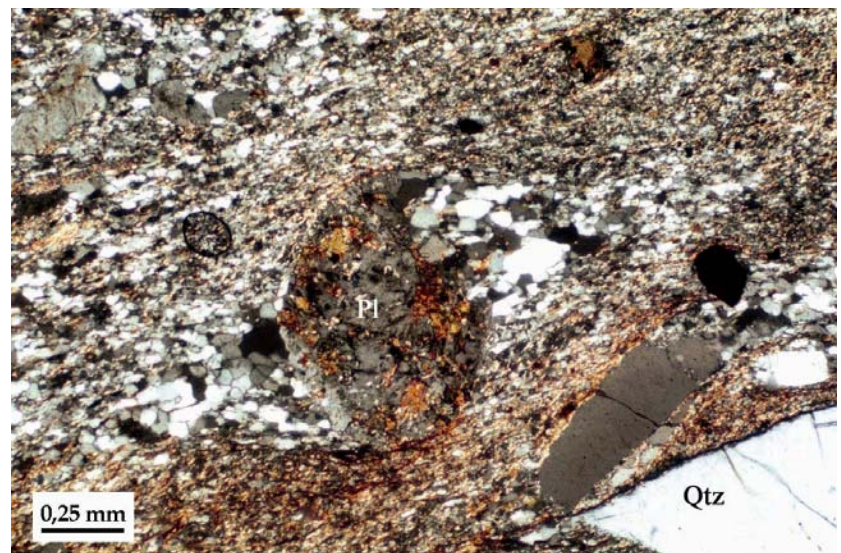
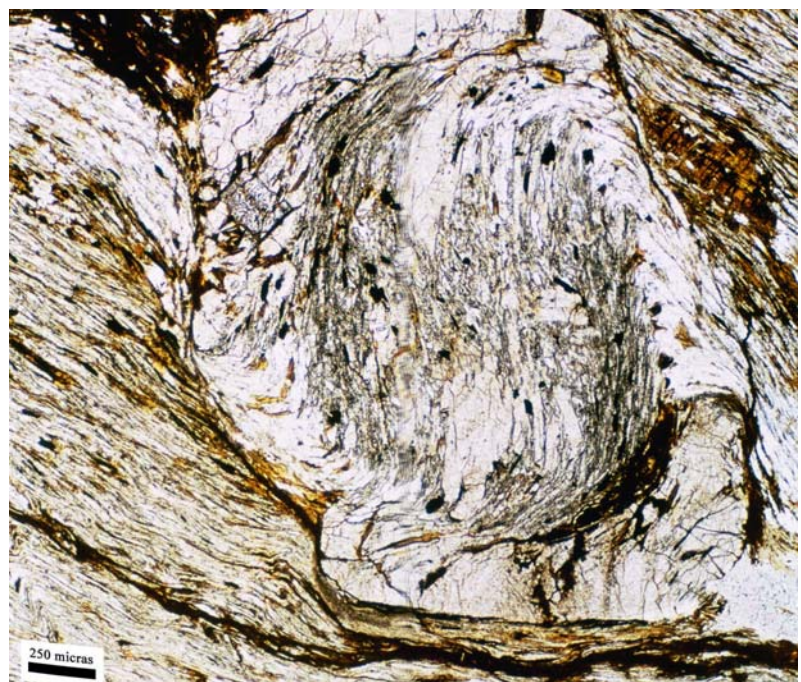


Foto 5.43: Porfiroblasto de andalucita sincinemático con D2, y sombras de presión asimétricas.



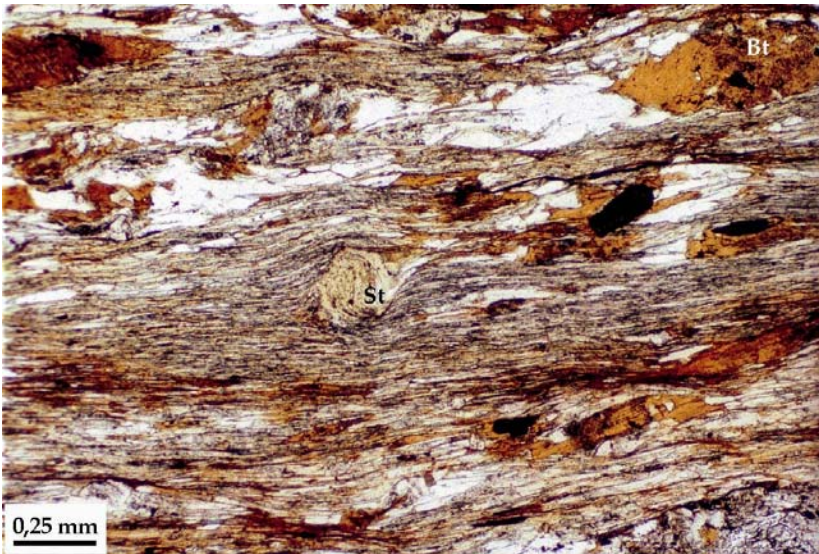


Foto 5.44: Porfiroblasto de estaurolita (St). La esquistosidad principal es S2.

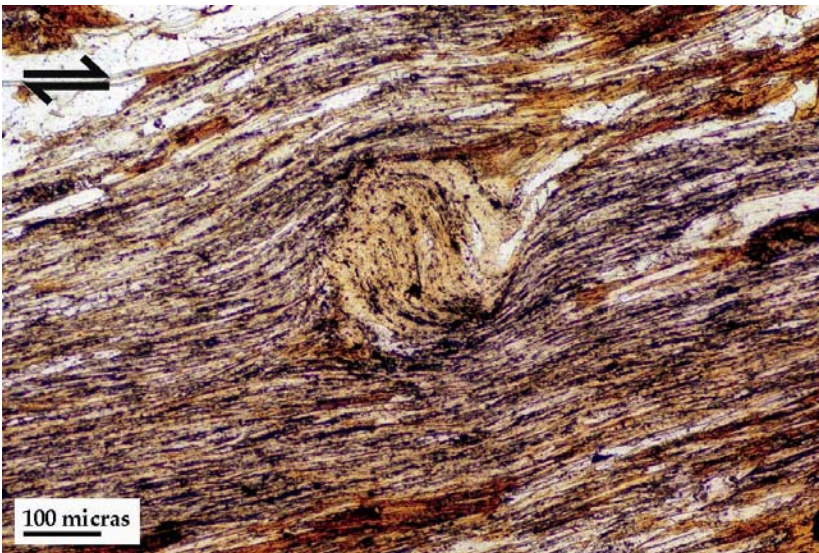


Foto 5.45: Detalle de la Foto anterior, la estaurolita ha rotado dando lugar a un objeto de tipo delta (δ).

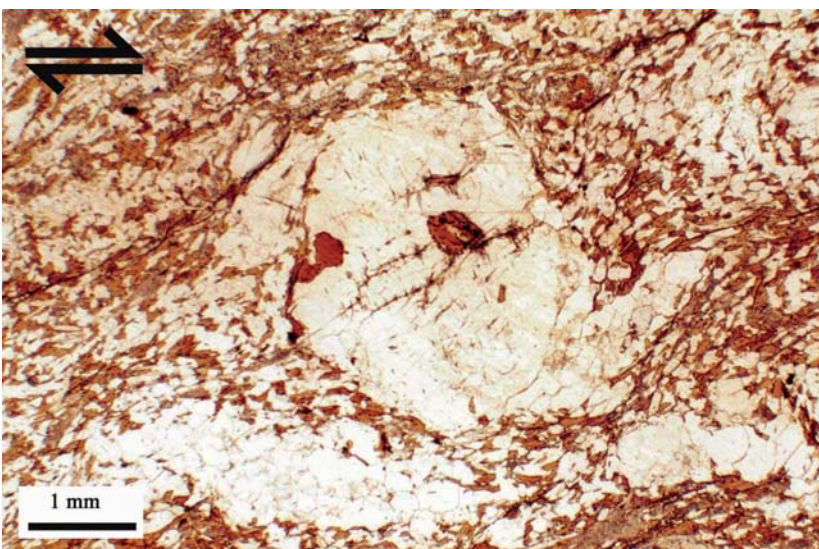


Foto 5.46: Porfiroclasto de cuarzo con desarrollo de colas de presión, formando un objeto delta (δ).

Foto 5.47: Texturas de tipo S-C en los materiales de la Formación "Olo de Sapo". El criterio de movimiento es de bloque de techo hacia el SE (nícoles paralelos).

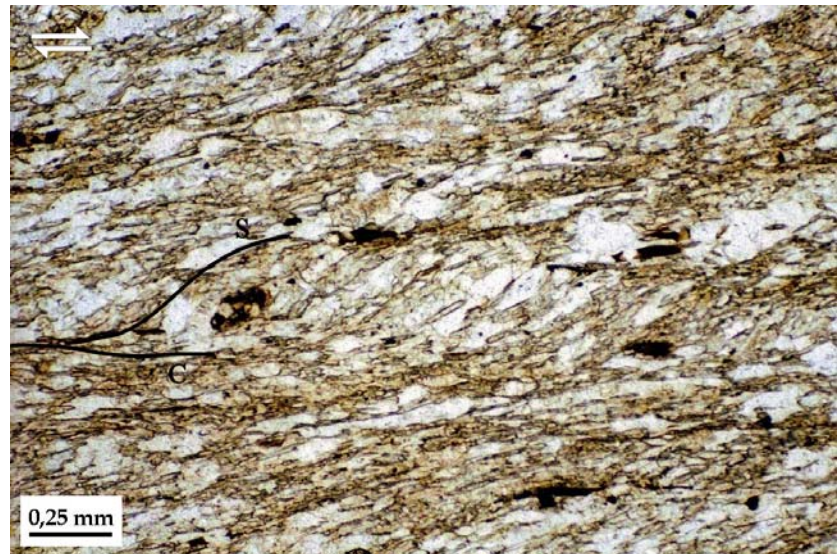


Foto 5.48: Texturas de tipo ECC en las pizarras de las Capas de Los Montes del flanco N del Antiforme del "Olo de Sapo". El criterio de movimiento deducido para esta muestra es de bloque de techo hacia el SE (Muestra: 267-134; nícoles paralelos).

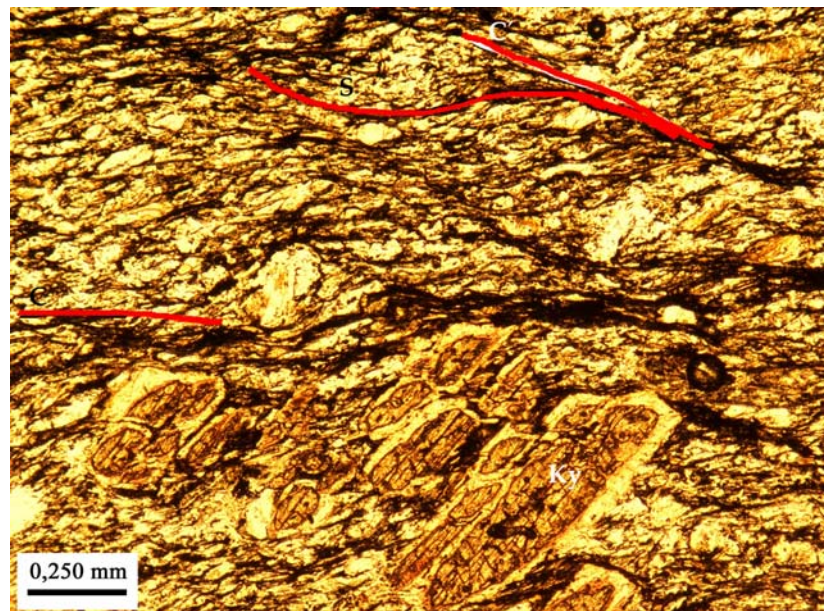
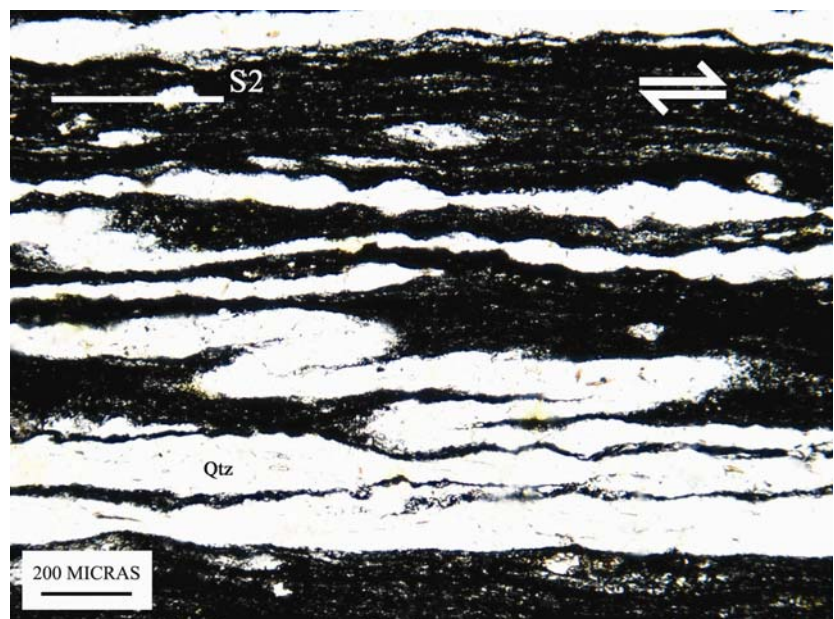


Foto 5.49: Pliegues intrafoliares asimétricos y "microboudinage" en los materiales de la ZGTM. El criterio deducido es de bloque de techo desplazándose hacia el SE (nícoles paralelos).



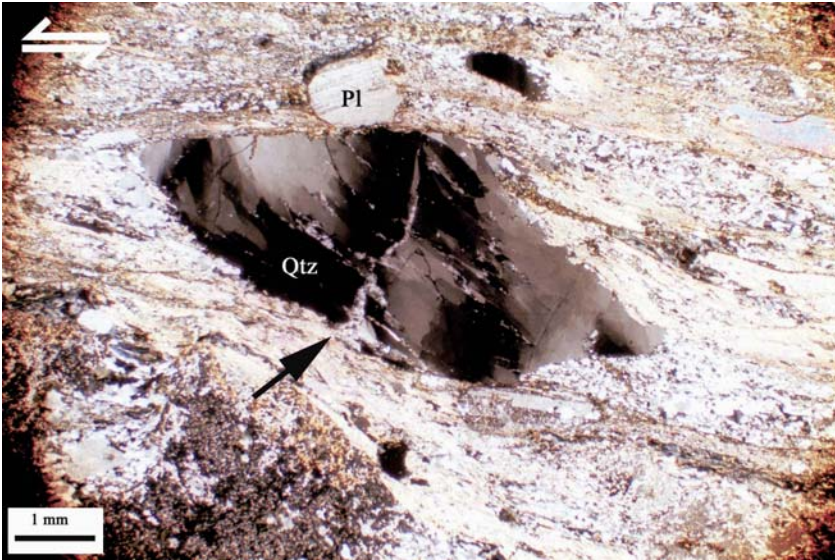


Foto 5.50: Porfiroclasto de cuarzo (Qtz) deformado, con extinción ondulante y desarrollo de lamelas paralelas a los planos S2. En la parte inferior comienza a desarrollarse una microfisura de tipo "pull-apart", con relleno de cuarzo. (Pl = plagioclasa. Muestra: 229-19; nícoles cruzados).

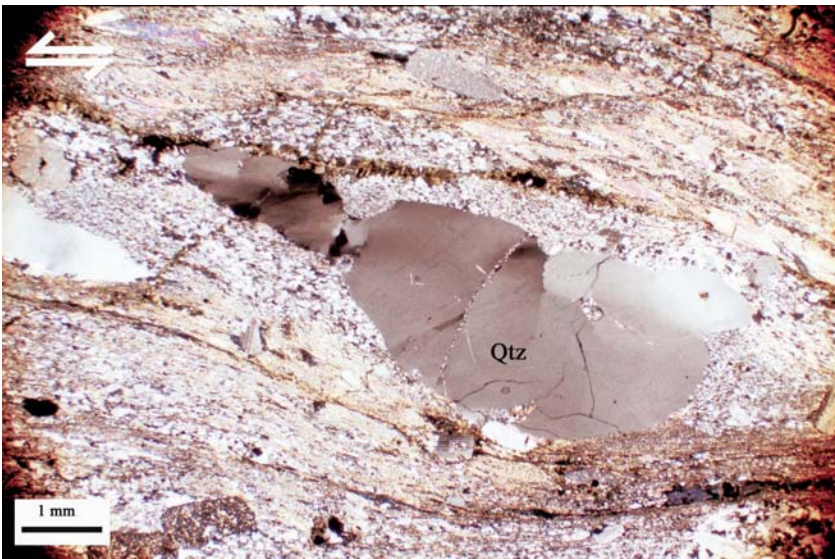


Foto 5.51: Porfiroclasto de cuarzo (Qtz) con desarrollo de "microboudinage". Aún puede observarse la presencia de golfos de corrosión (nícoles cruzados).

En el Capítulo 6 veremos que la evolución metamórfica incluye un fuerte calentamiento desde abajo durante la exhumación de las rocas de la zona de cizalla, lo que permite compararla con el bloque de techo de un despegue extensional de escala cortical.

Sin embargo, el límite inferior de la supuesta zona de cizalla no se alcanza a ver, y es posible que no exista. Por otra parte, si nos atenemos a la estratigrafía, no parecen faltar términos en la columna, ni los que hay han sido especialmente adelgazados. Se diría que la cizalla no ha sido fuertemente substractiva lo que corresponde a una deformación por cizallamiento simple cuyo plano de flujo fuera subparalelo a los contactos litológicos.

Estas consideraciones llevan a enfocar la interpretación de la deformación D2 mesocortical más que como un despegue extensional clásico, como una zona de cizalla ligada a flujos viscosos canalizados de material parcialmente fundido durante el colapso gravitacional del orógeno (BURG *et al.*, 1994a; TIREL *et al.*, 2004; WHITNEY *et al.*, 2004). Esta posibilidad está apoyada por la abundancia de granitoides sincinemáticos intruídos en la zona deformada, aunque su emplazamiento parece haberse producido cuando la cizalla D2 dejó de actuar.

5.4.- TERCERA FASE DE DEFORMACIÓN (D3)

Las mayores estructuras del Antiforme del “Ollo de Sapo”, así como en las zonas circundantes (Sinforme de Sil-Truchas, Sinforme de Alcañices-Verín, y un poco más al S el domo gnéisico del Tormes), deben su configuración final a la tercera fase de deformación Varisca. Las estructuras D3 pliegan a la banda de cizalla subhorizontal D2, dando lugar a un tren de pliegues (Figura 5.16), que no hay que confundir con el conjunto de domos y cubetas resultado del colapso gravitacional del orógeno. Dentro de esta tercera fase de deformación se incluirá la descripción de zonas de cizalla subverticales con movimiento transcurrente que se desarrollan sobre los granitoides.

5.4.1.- Pliegues de tercera fase

Las regiones de Sanabria-Carballeda y Terra do Bolo se pueden dividir en dos grandes dominios, tomando como criterio la presencia o ausencia de la esquistosidad de segunda fase de deformación. Los pliegues D3 se van a desarrollar mucho mejor, allí donde existe una anisotropía planar subhorizontal previa, tal como S2. En su ausencia, el primer clivaje S1 debía tener una inclinación suficientemente grande, puesto que la deformación D3 lo reorientó, verticalizándolo pero, con frecuencia, sin plegarlo.

Así, en la mitad oriental no se llega a observar en los metasedimentos la existencia de grandes pliegues D3 y sólo localmente se desarrolló una esquistosidad de crenulación sobre el clivaje S1. En la Formación “Ollo de Sapo”, tampoco se aprecia el desarrollo de pliegues D3, ni de crenulación alguna, y su único efecto parece ser un reapretamiento y verticalización de la esquistosidad previa S1 y de los planos C, disminuyendo el ángulo entre los planos S y C, que llegan a ser indistinguibles, observándose en el campo una sola fábrica.

Por lo que respecta a la mitad occidental, el desarrollo de una foliación subhorizontal D2 previa facilitó la generación de nuevas estructuras D3, entre las que se incluyen pliegues a todas las escalas. Los pliegues D3 de escala cartográfica consisten en un tren de antiformes y sinformes que pliegan a la banda de cizalla D2, a las isogradas de metamorfismo regional y a las fábricas sinmetamórficas de la Serie de “Viana do Bolo”, la Formación “Ollo de Sapo” y los metasedimentos ordovícicos y silúricos.

En las Capas de Los Montes, son pliegues de plano axial subvertical o con ligera vergencia al NE o SO, pero hacia las zonas profundas del domo metamórfico su geometría cambia, haciéndose más aplastados y con menor inclinación de su superficie axial, y con una vergencia clara al NNE.

Los más llamativos son los que afectan a las cuarcitas de Dradelo y a los micaesquistos con granate, cuya estructura fue interpretada como un anticlinal por ARCE DUARTE *et al.* (1981), y como un anticlinal tardío por ARIAS *et al.* (2002).

La cartografía muestra un afloramiento ovalado de las cuarcitas, del que salen dos tiras estrechas, una por el N y otra por el S, que representan sendos antiformes D3, y el afloramiento

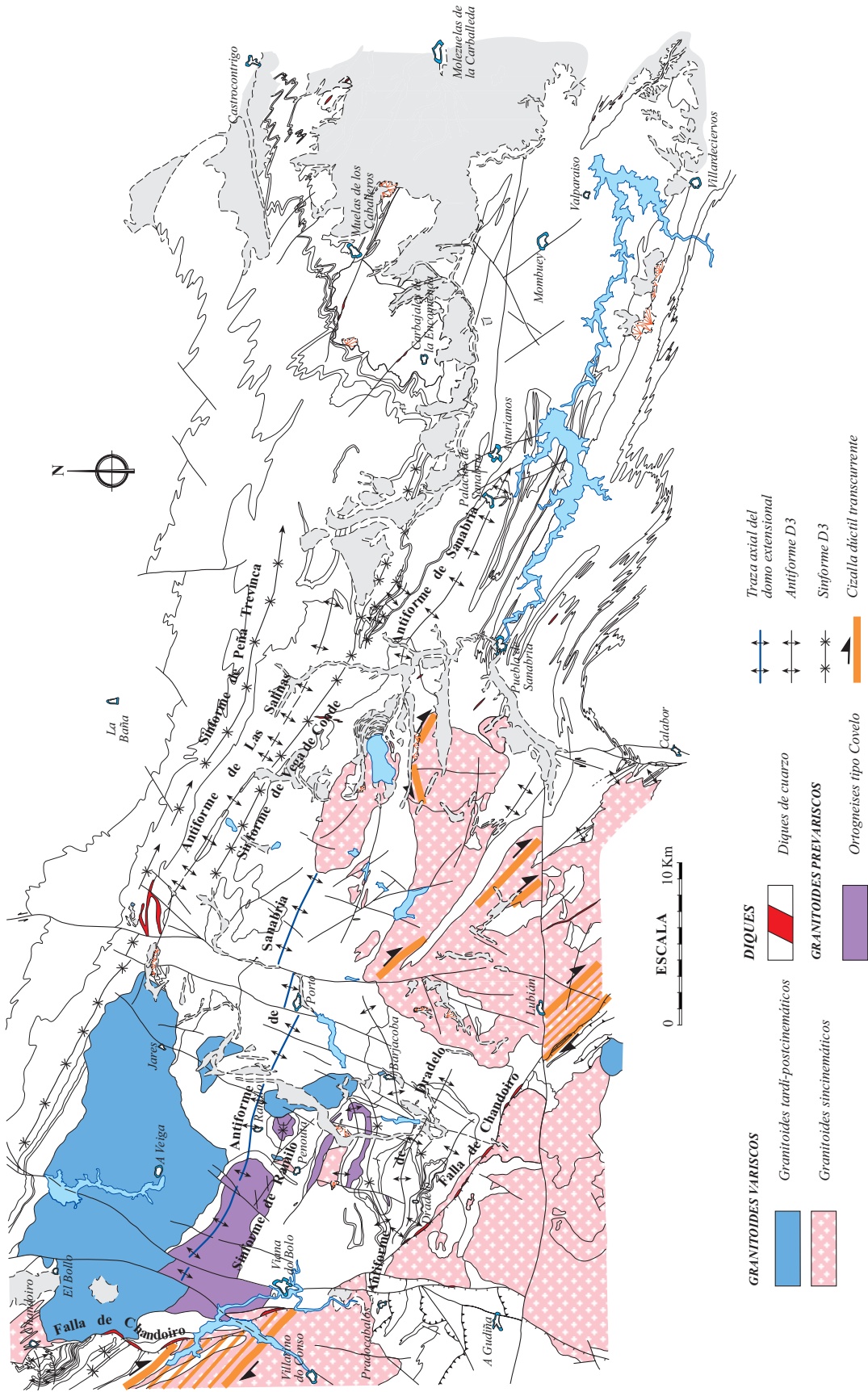


Figura 5.16: Esquema estructural del “Olla de Sapo” en las comarcas de Sanabria y Terra do Bolo, mostrando las principales estructuras generadas durante la tercera fase de deformación varisca.

ovalado es un domo formado por la interferencia de otro antiforme D3 y el arrastre hacia el SO provocado por la Falla de Chandoiro. Las trazas axiales del antiforme central y del sinforme al N con gneises bandeados en el núcleo, se siguen hasta el contacto entre “Ollo de Sapo” y la Serie de “Viana do Bolo”, que también dibuja esos mismos pliegues (Mapa Geológico y Corte V-V’). La traza axial del antiforme septentrional también puede seguirse por un cierre cartográfico dibujado por el Ortogneis de San Sebastián, y también atraviesa el contacto con el “Ollo de Sapo”.

Se trata de pliegues apretados, si bien no isoclinales, vergentes al NNE, que a la altura del contacto basal del “Ollo de Sapo” tienen el plano axial NE-SO buzando al SE, subhorizontal en la sección vertical del Corte V-V’ y con la foliación S3 paralela a él. Los ejes allí están orientados ONO-ESE y tienen una inmersión al SE de entre 30° y 50°. Los dos máximos de la Figura 5.9 marcan la orientación de S2 en los dos tipos de flancos de estos pliegues D3.

Resulta interesante intentar una reconstrucción de la estructura mayor apoyándose en los tres afloramientos de ortogneis de Covelo, San Sebastián y Ramilo. En efecto, el Ortogneis de Covelo no se enraíza hacia el S, sino que tiene tanto por debajo como por encima, gneises bandeados de la Serie de “Viana do Bolo”. Es decir, se trata de un cuerpo lenticular intercalado en los gneises bandeados. El de San Sebastián empieza a aflorar un poco más al S, pasando entre ambos la traza axial de un sinforme D3 cuya charnela está en Penouta. Hacia el E, el Ortogneis de San Sebastián se adelgaza y termina, pero pocos cientos de metros hacia el E vuelve a aparecer, dibujando el trazado cartográfico de un antiforme al O de Pradorramisquedo, que se prolonga por él más septentrional de los que dibujan las cuarcitas de Dradelo. Por tanto, los ortogneises dibujan también los pliegues D3, aunque a su manera, que es de forma discontinua. La discontinuidad puede ser primaria, si los ortogneises son cuerpos independientes en origen, o secundaria, en cuyo caso sería el producto del boudinage a gran escala de un cuerpo mayor.

El afloramiento al S de Ramilo ofrece un interés adicional, debido a que muestra una secuencia estratigráfica invertida y subhorizontal. En efecto, el ortogneis tiene debajo gneises bandeados, seguidos de micaesquistos con granate y ortogneis glandular del “Ollo de Sapo”, la misma secuencia del flanco inverso al S de Penouta. Sin duda debe tratarse de un flanco inverso de un pliegue, y nada más lógico que éste sea el sinforme D3 cuya charnela dibuja la base del “Ollo de Sapo” en Penouta.

El problema es que, entonces, ese pliegue sí debe ser isoclinal, pues los contactos son paralelos en ambos flancos. Y el sitio más próximo para enraizarlo es la charnela antiformal que dibuja el Ortogneis de San Sebastián. En la Mapa Geológico y el Corte V-V’ se ha dibujado esa charnela aplastada y estirada, como si hubiera sido arrastrada por una zona de cizallamiento. De hecho, los esquistos con granate aparecen filonitizados, con bandas de cizalla, micropliegues y venas de cuarzo con “boudinage” asimétrico, que indican un movimiento del bloque superior hacia el NE.

Volviendo a la relación geométrica de los ortogneises graníticos con los metasedimentos y con las rocas volcánicas del “Ollo de Sapo”, parece que uno o varios cuerpos graníticos alineados hubieran intruido en la Serie de “Viana do Bolo”, desde las cuarcitas de Dradelo hasta la base misma del ortogneis glandular, con una disposición claramente oblicua a la estratificación. La deformación posterior, D1 y sobre todo D2, habría aplastado, estirado y quizás boudinado los granitoides y después, D3 los habría plegado, pero la geometría de los pliegues en los ortogneises

difiere de la geometría de los que afectan a los contactos entre capas estratificadas, debido a la oblicuidad inicial y también a diferencias de competencia.

Se encuentran abundantes ejemplos de superposición de pliegues, tanto a escala cartográfica como de afloramiento, siempre dentro de la zona donde está bien desarrollada.

Un ejemplo de interferencia de tipo 3 (RAMSAY, 1967) de escala cartográfica puede verse en Rábano de Sanabria, unos 10 km al N de Puebla de Sanabria, donde el Antiforme de Las Salinas dobla a pliegues D1 isoclinales que afectan al contacto de la Formación “Ollo de Sapo” con las Capas de Los Montes dibujando unos ganchos incipientes (Figura 5.2; Mapa Geológico). Hacia el O, unos 4 Km al N del embalse de Prada, se ven pliegues D1 doblados por el Sinforme de Peña Trevinca (Foto 5.52 y Corte VI-VI’). Otro ejemplo igual que el anterior se encuentra al O de Chandoiro (Foto 5.53), donde los materiales afectados son las Capas de Los Montes y la Cuarcita Armoricana.



Foto 5.52: Pliegues D1 afectados por el Sinforme de Peña Trevinca.



Foto 5.53: Pliegue de interferencia de tipo 3 (RAMSAY, 1967) de escala cartográfica situado al O de Chandoiro, y que afecta a la Cuarcita Armoricana.

También el tipo 1 de interferencia (RAMSAY, 1967), en domos y cubetas, se da en la región. De hecho, es el de escala mayor, y básicamente está causado por la tectónica extensional ligada al colapso orogénico. El domo mayor en la región es el formado por el Antiforme de Sanabria y la Falla de Chandoiro, una falla normal tardía que bordea el antiforme por el O, SO y S. El Antiforme de Dradelo y el arrastre producido en él por esa misma falla configuran allí también un domo de menor envergadura.

A escala de afloramiento, las interferencias pueden llegar a ser complejas, y son comunes entre los pliegues D2 y D3, especialmente de tipo gancho, en las venas de cuarzo desarrolladas en la parte superior de la banda de cizalla D2 en las Capas de Los Montes (Fotos 5.6 a 5.8). Interferencias de tipo 2 pueden verse entre pliegues D2 y D3 en los niveles calcosilicatados de la Serie de "Viana do Bolo" (Figura 5.17; Foto 5.54).

Figura 5.17: Esquema de la interferencia entre pliegues en vaina D2 y pliegues D3 con desarrollo local de una foliación S3.

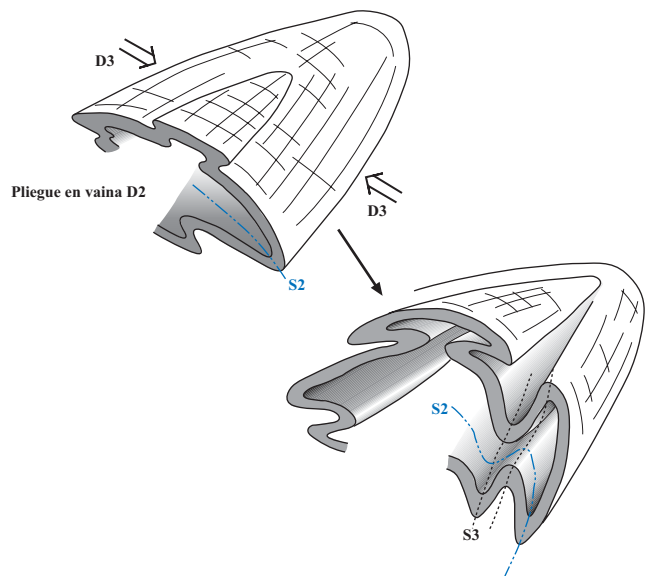
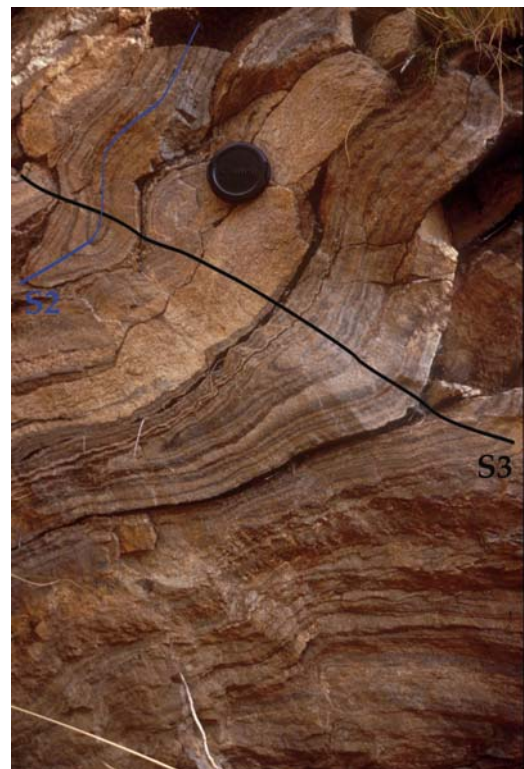


Foto 5. 54: Interferencia entre pliegues D2 y D3 en cuarcitas tipo Dradelo.



La Figura 5.18 muestra la proyección estereográfica de los ejes de los pliegues y de la crenulación de tercera fase de toda la zona. En ella puede apreciarse la escasa variación en cuanto a dirección e inmersión de los ejes D3, con un máximo de dirección N 124°E/ 25°SE, muy semejante a la de la lineación de estiramiento y mineral correspondiente a D2 (N 123°E/ 34°SE; Figura 5.11). Este paralelismo se puede observar a escala de afloramiento, donde los ejes de los pliegues menores D3 son paralelos o subparalelos a las estructuras lineares desarrolladas anteriormente.

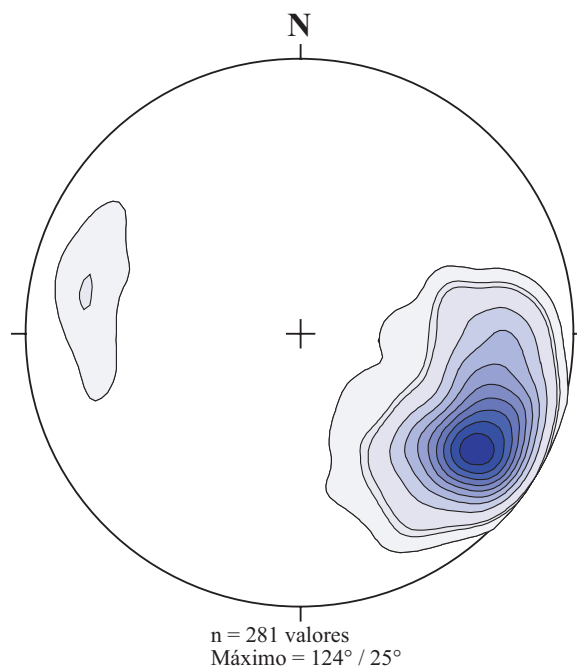


Figura 5.18: Diagramas de orientación de los ejes de pliegues D3. El pequeño máximo que se encuentra a la izquierda se debe al arrastre producido por la Falla de Chandoiro. Hemisferio inferior de la red equiareal.

Una explicación para este paralelismo de estructuras fue propuesta por COBBOLD Y WATKINSON (1981). Según ellos, los ejes de los pliegues nuevos tienden a formarse paralelos a estructuras lineares ya existentes, tales como lineaciones, boudines, varillas (“rods”) de cuarzo, objetos estirados, etc, como resultado de los contrastes mecánicos. Así, en materiales con una fuerte anisotropía linear, la orientación de los pliegues posteriores sería fuertemente dependiente de la orientación de las fábricas lineares previas. En nuestro caso, la lineación mineral D2 y los ejes de los pliegues y crenulaciones D3 tienen la misma dirección en rocas con una fuerte anisotropía linear, como los ortogneises glandulares, donde el estiramiento de los fenocristales y otros minerales parece condicionar la orientación de los ejes del microplegamiento. Cuando la anisotropía no es tan importante, como en el caso de las pizarras, se comprueba en el campo cierta oblicuidad, con lineaciones Lm2 plegadas por D3, cuya restitución sugiere un menor azimut inicial para la lineación D2 que para los ejes de los pliegues posteriores.

Con independencia de que el mecanismo propuesto por COBBOLD Y WATKINSON (1981) contribuya al paralelismo entre Lm2 y ejes D3, hay otro que sin duda ha actuado: la reorientación de la lineación de estiramiento D2 hacia la dirección de estiramiento máximo D3. Aunque no

conocemos con precisión la forma del elipsoide de deformación finita, sí se sabe que su plano de máximo aplastamiento, marcado por S3, es subvertical. También veremos más adelante que durante D3 se desarrollaron en los granitoides zonas de cizalla dúctiles transcurrentes, predominantemente dexas. Tales zonas implican una dirección de máxima elongación subhorizontal.

El plegamiento de la lineación Lm2 en venas de cuarzo sincinemáticas por pliegues D3, indica oblicuidad entre la dirección de máxima elongación D2 y los ejes de pliegues D3. Hasta qué punto era esa oblicuidad importante depende de la forma del elipsoide de deformación finita D3, cuya relación entre el eje mayor y los otros ejes principales determinará su capacidad de rotar pasivamente los marcadores lineares previos.

5.4.2.- Esquistosidad de tercera fase (S3)

En general, la esquistosidad de tercera fase es un clivaje o esquistosidad de crenulación, paralelo al plano axial de los pliegues D3 que, en ocasiones, llega a desarrollar un bandeo tectónico. Su intensidad y aspecto depende de la litología a la que afecta, ya sean los materiales gnéissicos o las pizarras y cuarcitas del ordovícico. La dirección media de S3 en toda la zona es N120°-130°E, con buzamiento variable, desde subvertical en áreas epizonales, hasta menos de 30° al SO en las áreas profundas del domo, donde fue reaplastada durante el desarrollo de éste.

En la Formación “Ollo de Sapo”, sólo se desarrolla la esquistosidad de crenulación S3 cuando las rocas están foliadas previamente por S2. La crenulación es muy visible en el campo, pero en lámina delgada se trata de un microplegamiento grosero, más cuanto mayor es el tamaño de grano, y siempre afectando a un bandeo tectónico. Se forman micropliegues de longitud de onda y amplitud constante, acompañados de una reorientación de los minerales ya existentes y, en los casos de mayor intensidad, los planos de esquistosidad se desarrollan por disolución por presión con la acumulación de óxidos y minerales opacos.

En las pizarras y filitas de las Capas de Los Montes, el desarrollo de la crenulación varía de unos puntos a otros, perdiendo intensidad de NO a SE, según un gradiente que refleja el del grado metamórfico, pese a que éste alcanzó su pico, en general, con anterioridad a D3. Las Fotos 5.16 a 5.20 y 5.23 muestran diversos aspectos de S3 en las pizarras, donde se ve cómo se desarrolló sobre el bandeo tectónico S2.

En las cuarcitas ordovícicas no suele desarrollarse un clivaje S3, al menos en el flanco N del Antiforme de Sanabria. En el flanco S, común con el Sinforme de Alcañices, ocurre lo mismo excepto cuando están afectadas por D2 y han desarrollado un bandeo tectónico o una foliación milonítica. En ese caso puede desarrollarse un clivaje S3 grosero con ligeras ondulaciones de los planos de la esquistosidad previa (S2), o bien pueden formarse estructuras S-C, con cinemática de falla inversa y sentido de movimiento del bloque NE sobre el SO, coherente con la vergencia de los pliegues D3 en este dominio que, aunque poco acusada, es hacia el SO.

En los gneises bandeados y las migmatitas derivadas de la Formación “Ollo de Sapo”, S3 tiene un desarrollo muy heterogéneo. Puede variar desde una crenulación marcada por el

microplegamiento de S2 sin desarrollo de una nueva foliación, hasta una fábrica en apariencia muy bien desarrollada y que se puede confundir con S2. No obstante, en estos últimos casos, una observación atenta en buenos afloramientos permite descubrir micropliegues aplastados que doblan a un bandeado gnéisico previo, poniendo en evidencia su carácter postcinemático con respecto a S2.

La esquistosidad S3 está muy bien desarrollada en las cuarcitas de Dradelo, como corresponde al fuerte aplastamiento de los pliegues a los que va asociada.

5.4.3.- Zonas de cizalla subverticales

La mitad occidental del área de estudio se caracteriza por la abundancia de macizos graníticos, que en su mayoría presentan signos de deformación dúctil a dúctil-frágil, por lo que cabe considerarlos sincinemáticos. Se trata de un sistema de zonas de cizalla, con un carácter dúctil a dúctil-frágil, subverticales, con movimiento horizontal dextro, aunque pueden observarse pequeñas bandas conjugadas con movimientos opuestos. Todas estas estructuras se desarrollaron en facies de los esquistos verdes y, debido a su actividad contemporánea con S3 en algunas de las más importantes reconocidas en el NO peninsular, se consideran parte de la tercera fase de deformación varisca.

Para IGLESIAS PONCE DE LEÓN Y CHOUKRONE (1980), las zonas de cizalla son la expresión del acortamiento D3 en los granitoides. IGLESIAS PONCE DE LEÓN Y RIBEIRO (1981) propusieron la existencia de un sistema conjugado de bandas de deformación, cuya dirección y acortamiento está relacionada con una fase tardía de compresión generalizada durante los últimos estadios de la colisión continental. CORRIOUX *et al.* (1986) realizaron un estudio en el NO de España, concluyendo que este tipo de estructuras favorecen la intrusión de cuerpos ígneos sincinemáticos, los cuales sufren una deformación en estado sólido.

VEGAS *et al.* (2001a y 2001b) y VEGAS TUBÍA (2002) describen para la zona de Sanabria el desarrollo de una zona de cizalla dextra transpresiva de dirección N 130°E, a favor de la cual se producen intrusiones laminares de granitos, poniendo como ejemplo los plutones de Sotillo y Ribadelago. Además, VEGAS *et al.* (2001a) describen que a partir del estudio estructural, los plutones de Sanabria, Veiga y Pradorramisquedo muestran un emplazamiento que es compatible con el funcionamiento de un desgarre cortical dextro.

En zonas próximas a la de Sanabria-Carballeda situadas al S, como el Sinforme de Alcañices, la comarca de Sayago y el Domo del Tormes, también son características estas bandas de cizalla, afectando a los granitoides, y han sido descritas por ESCUDER VIRUETE (1995, 1999), GONZÁLEZ CLAVIJO *et al.* (1993) y GONZÁLEZ CLAVIJO (1997).

La banda de cizalla más importante de la región de Sanabria se encuentra en el extremo occidental, afectando al granitoide de Bembibre-Villarino y al ortogneis glandular (Figura 5.16). Se trata de una banda de cizalla dúctil con movimiento dextro, con una dirección media N 130°E y buzamiento de 45° a 50°SO, y con una anchura que oscila entre 3 y 4,5 Km. Hacia el SE, esta banda de cizalla es cortada por la Falla de Chandoiro y al E de dicha falla no se ha observado que

continúe. Sólo reaparece en el granito de Hermisende-Padornelo, en el fondo del valle del río Tuela. Las rocas de falla de esta estructura son milonitas S-C (BERTHÉ *et al.*, 1979) del tipo I, según la terminología de LISTER Y SNOKE (1984).

Todo el granitoide de Hermisende-Padornelo exhibe una fábrica deformativa de dirección N130°E, en cuya mitad N se observan estructuras S-C, con sentido de movimiento dextro. En la mitad S, se observa sólo una intensa fábrica deformativa de dirección N 130°E, subvertical o bien con buzamientos tanto al NE como al SO. Buenos afloramientos con este tipo de deformación se ven en la pista que sale hacia el E a unos 3 kilómetros de Lubián, en la carretera que va desde Lubián a Hermisende, y que conduce a la parte alta de la Sierra de la Gamoneda. A lo largo de ella, el granitoide presenta una fábrica milonítica, sin desarrollar texturas de tipo S-C, pero con los cuarzos estirados, formando "ribbons". La biotita también está fuertemente orientada.

Los macizos de Manzalvos-Castromil y A Gudiña, muestran una deformación de características similares a las del macizo de Hermisende-Padornelo, sobre todo con fábricas que tienen unas direcciones NO-SE y, a veces, con texturas de tipo S-C y con movimiento dextro. Otra zona con este tipo de estructuras es la granodiorita de Quintana, donde se observan bandas de cizalla conjugadas, unas dexas con dirección N 130°E y otras senestras con dirección N 70°E. Las lineaciones de estiramiento mineral que se observan presentan buzamientos entre 15°SE y 50°NE, respectivamente.

Con los criterios observados, especialmente las estructuras S-C, se ha podido establecer un sentido de movimiento dextro para la mayoría de las zonas de cizalla, así como una lineación de estiramiento y mineral subhorizontal, lo que indica un movimiento exclusivamente en dirección.

5.5.- EL DESARROLLO TARDÍO DEL DOMO Y LA FALLA DE CHANDOIRO

Después de la tercera fase de deformación se produjo un segundo episodio extensional, posterior al pico metamórfico. Este evento se caracterizó por el ascenso del núcleo metamórfico de Viana do Bolo-Sanabria que formó un domo alargado de dirección ONO-ESE, y de la Falla de Chandoiro, que lo limita por el O y SO.

Es posible que el domo se iniciara durante la segunda fase, pero resulta evidente que deforma a los pliegues D3 de los niveles estructurales profundos, como puede apreciarse en el Corte V-V'. Por lo tanto, se considera una estructura tardía y se relaciona con la falla que lo limita, para la cual puede probarse una edad en el límite Carbonífero-Pérmico.

La Falla de Chandoiro se encuentra en la parte O de la zona de estudio, de la que prácticamente representa su límite occidental. Fue descrita por IGLESIAS PONCE DE LEÓN y VAREA NIETO (1982) y posteriormente por ROMÁN BERDIEL (1995), ROMÁN BERDIEL *et al.* (1997) y ARANGUREN *et al.* (1996), quienes la relacionan con la Falla de Viveiro que, más al N, separa las Zonas Asturoccidental-Leonesa y Centroibérica (Figura 5.1).

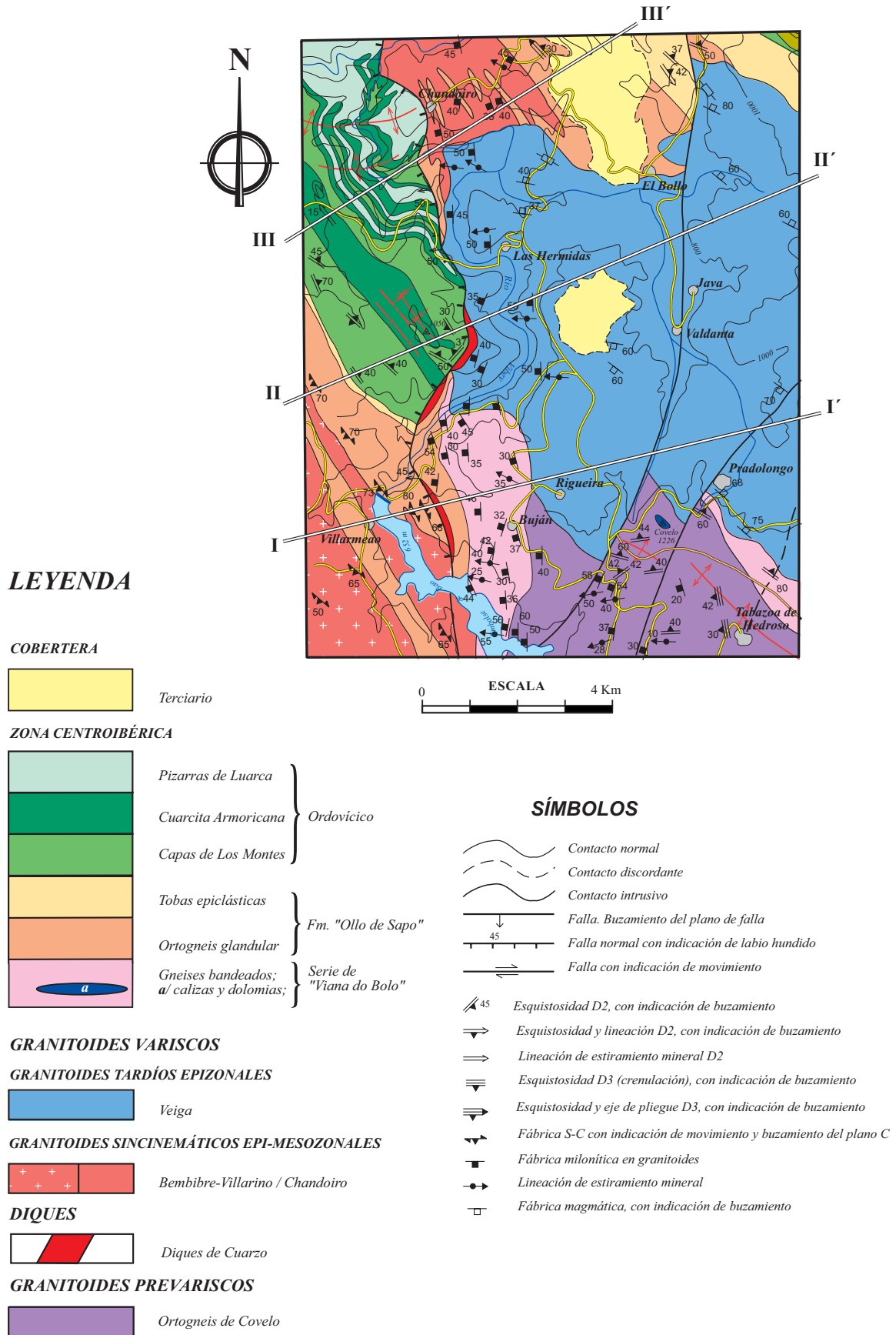


Figura 5.19: Mapa geológico de la parte N del trazado de la Falla de Chandoiro.

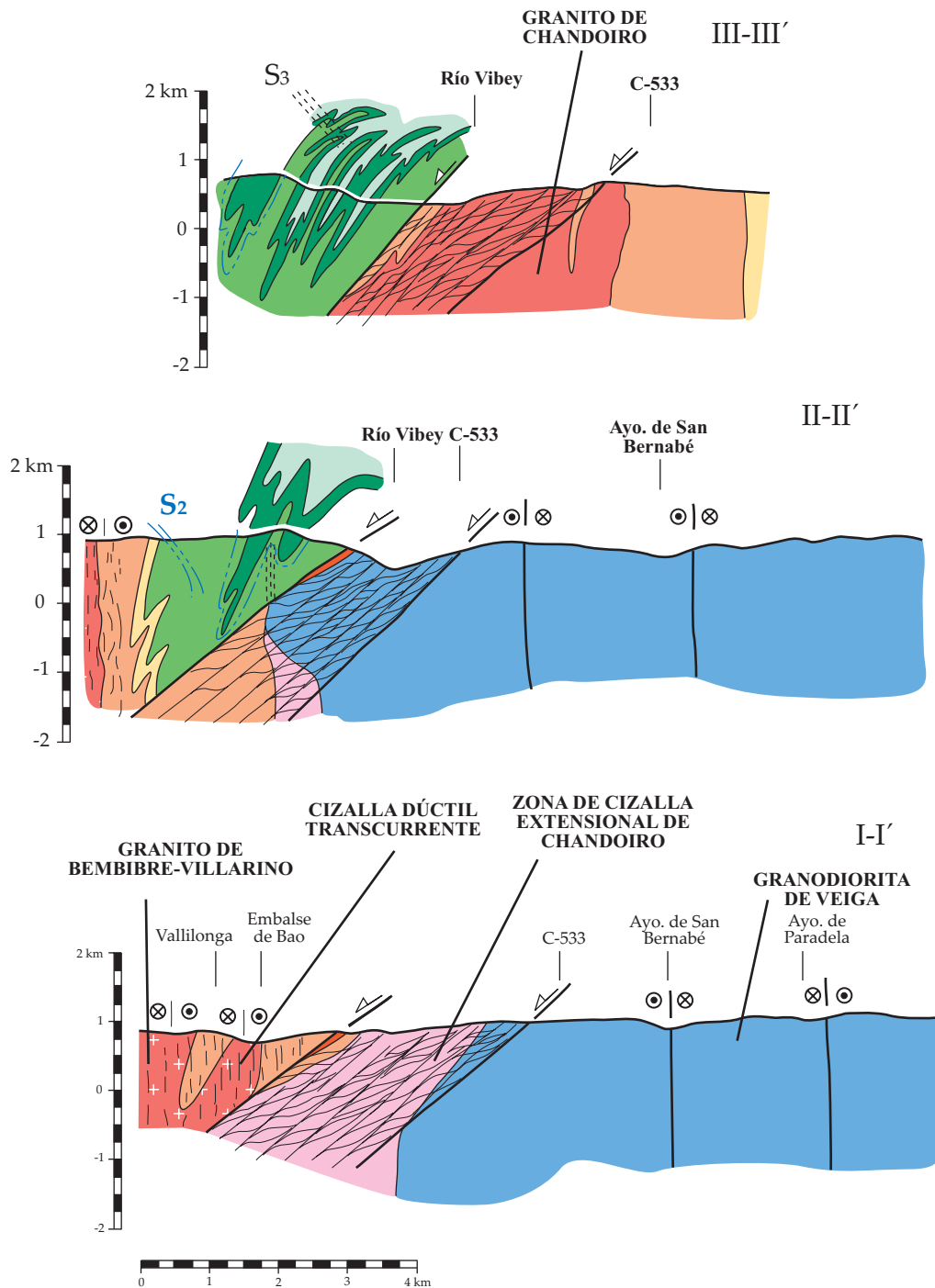


Figura 5.19 (continuación): Cortes geológicos transversales a la Falla de Chandoiro. Su localización se encuentra en la página anterior.

Se trata de una falla normal de una dirección aproximada N-S y buzamiento al O, entre 40° y 70° , que da lugar al hundimiento del bloque occidental. Al S de Viana do Bolo, la falla se bifurca en una rama de dirección N-S y otra de dirección N 140° E. La Figura 5.19 muestra un esquema geológico de la esquina NO de la zona de estudio, donde la falla afecta a rocas ígneas como la

granodiorita de Veiga, el Ortogneis de Covelo y el ortogneis glandular de la formación “Ollo de Sapo”, en las que es fácil observar su cinemática. En esta zona, el cizallamiento asociado a la falla tiene una anchura aproximada de 3 Km, y a lo largo de su trazado se disponen diques de cuarzo, sellando la estructura, con una potencia y longitud variables.

En la localidad de Las Hermidas, en el puente sobre el río Vibey, se ve un buen afloramiento de la granodiorita de Veiga afectada por una zona de deformación con estructuras S-C que indican un movimiento del bloque de techo hacia el O. Los planos C muestran un espaciado medio de unos 2 cm, y desarrollan una lineación de estiramiento y mineral. En la Foto 5.55 se observan estructuras S-C, marcando el carácter extensional de la estructura e indicando un movimiento del bloque de techo hacia el O. La lineación mineral es muy visible sobre las superficies C, como se aprecia en la Foto 5.56. En los materiales que tienen una fábrica planar previa bien desarrollada, pueden observarse superficies de cizalla sobre las que también se desarrollan lineaciones minerales. La Figura 5.20 muestra los diagramas de polos de las superficies C y de las lineaciones minerales asociadas a la falla. La lineación mineral tiene una dirección media de $98^{\circ}/32^{\circ}\text{O}$.

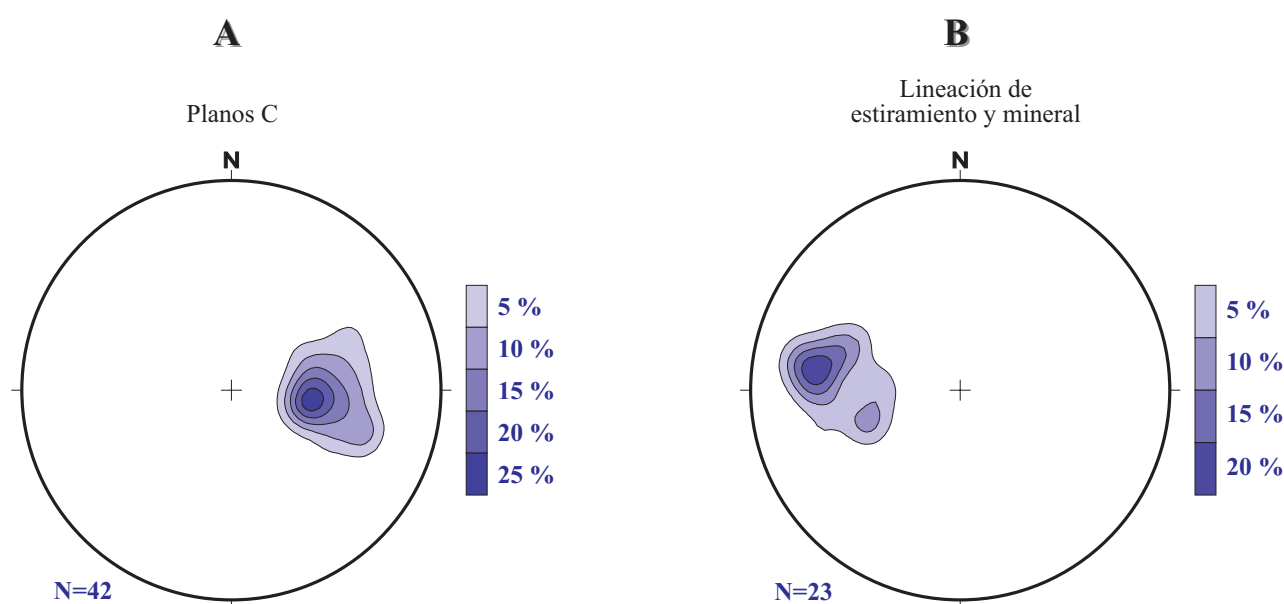


Figura 5.20: Diagramas de orientación de los polos de la foliación (A) y lineación de estiramiento y mineral (B) asociadas a la Falla de Chandoiro. Hemisferio inferior de la red equiareal.

ROMAN BERDIEL (1995) y ROMAN BERDIEL *et al.* (1995) señalan que la Falla de Chandoiro se formó durante los estadios tardíos del emplazamiento de la granodiorita de Veiga, cuyo enfriamiento se produjo dentro de un régimen distensivo. Estos autores proponen su continuación hacia el N por la Falla de Viveiro, mientras que a lo largo de este trabajo se ha puesto de manifiesto su continuación hacia el SE. Magníficos afloramientos de esa rama pueden verse en la carretera de Lubián a Hermisende, donde se aprecian las estructuras de cinemática extensional asociadas (Fotos 5.57 y 5.58).



Foto 5.55: Sección transversal de la zona de cizalla de la Falla de Chandoiro, donde se observan estructuras S-C que indican hundimiento del bloque de techo (a la izquierda). Afloramiento en Viana do Bolo, donde la falla afecta a gneises bandeados de la Serie de "Viana do Bolo".



Foto 5.56: Vista en planta de la superficie C de la Falla de Chandoiro donde se puede apreciar la lineación desarrollada durante el movimiento, así como los escalones estructurales a los que da lugar.



Foto 5.57: Falla de Chandoiro en la zona de contacto entre metasedimentos del Ordovícico Inferior y el granito de Padornelo (carretera de Lubián a Hermisende). Obsérvense las venas graníticas deformadas y los sigmoides indicando el sentido de movimiento.



Foto 5.58: Falla de Chandoiro en la zona del valle del río Tuela, en la carretera de Lubián a Hermisende. Se observan los sigmoides de gran tamaño que desarrolla la Falla de Chandoiro sobre los materiales metasedimentarios.

5.5.1.- Caracterización microscópica de la deformación asociada a la Falla de Chandoiro

La deformación de carácter dúctil-frágil que puede observarse en las muestras estudiadas, se produjo en condiciones metamórficas de grado bajo, en la parte alta de la facies de los esquistos verdes, lo que corresponde a un nivel cortical medio-alto. El rango de temperatura puede estimarse entre los 300° y 450°C.

En las Fotografías 5.59 y 5.60 puede observarse un aspecto general de cómo se deforma en condiciones dúctiles-frágiles el granito de grano grueso, de dos micas, porfídico, que aflora al NO 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, y neoformación de granos con características típicas de este proceso como son un tamaño de grano pequeño y bastante homogéneo, formas poligonales y uniones triples. A veces estos cristales nuevos tienen formas alargadas, coherentes con la extensión sufrida por 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” o de cintas cuarzo.

En la Foto 5.61 se observa un cristal de biotita con pequeños “kinks” en su interior, así como extinción ondulante, pero lo más llamativo es la orla de moscovita e ilmenita. Esto sugiere la reacción:



Tanto la plagioclasa como el feldespato potásico se comportan de forma frágil, aunque la plagioclasa, en algunos casos y en estadios tempranos de la deformación, tiene un comportamiento ligeramente dúctil, observándose cristales doblados. Además la plagioclasa sufre procesos cataclásticos, dando lugar a la formación de grietas tensionales que se rellenan de cuarzo neoformado, por migración de la sílice hacia los huecos creados. El feldespato potásico muestra un comportamiento distinto a la plagioclasa, más competente y frágil, por lo que los cristales sufren cierta rotación y desarrollan microfisuras.

Tras la deformación dúctil-frágil, las rocas cizalladas localizadas cerca de la falla experimentaron una deformación frágil, con desarrollo de microfisuras, que afectan principalmente a los “ribbons” y a los cristales de plagioclasa, y formación de brechas, en ocasiones con dos episodios de brechificación (Fotos 5.62 y 5.63).

5.5.2.- Crenulación subhorizontal tardía (S4)

En todos los materiales que han desarrollado una foliación tectónica subvertical, se observa una crenulación débil que en la zona tiene una dirección NNE-SSO y suave buzamiento al E. Esta crenulación subhorizontal (S4) llega a desarrollar su propio clivaje cuando la foliación previa es de grano muy fino, como es el caso de las pizarras de carácter filonítico y sobre todo de las pizarras de

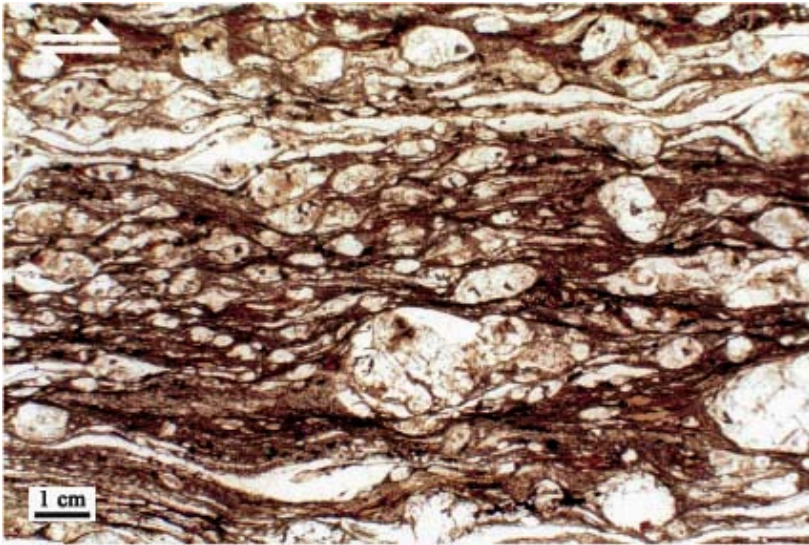


Foto 5.59: Aspecto general de una milonita desarrollada en la Serie de "Viana do Bolo" por la Falla de Chandoiro (Muestra: 228-14; nícoles paralelos).

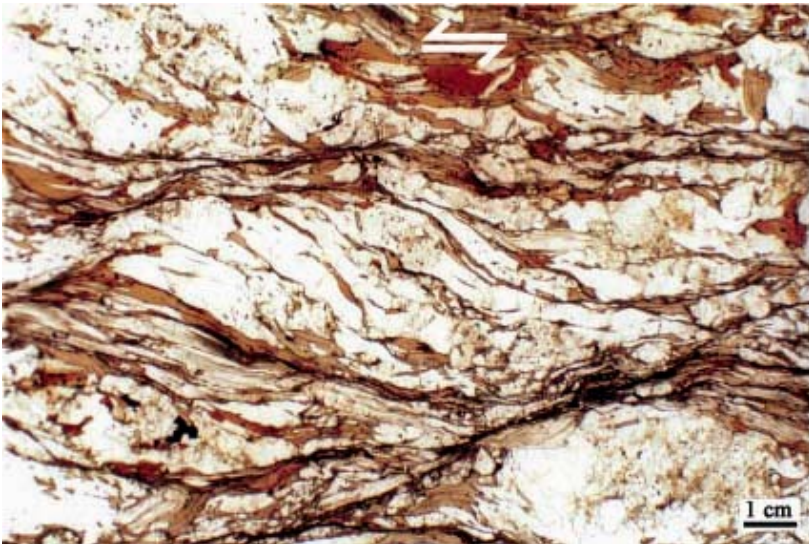


Foto 5.60: Detalle de la deformación producida por la Falla de Chandoiro sobre materiales de la Serie de "Viana do Bolo". Los cristales de biotita tienen orlas finas de moscovita y minerales opacos (ilmenita) (Muestra: 228-15; nícoles paralelos).

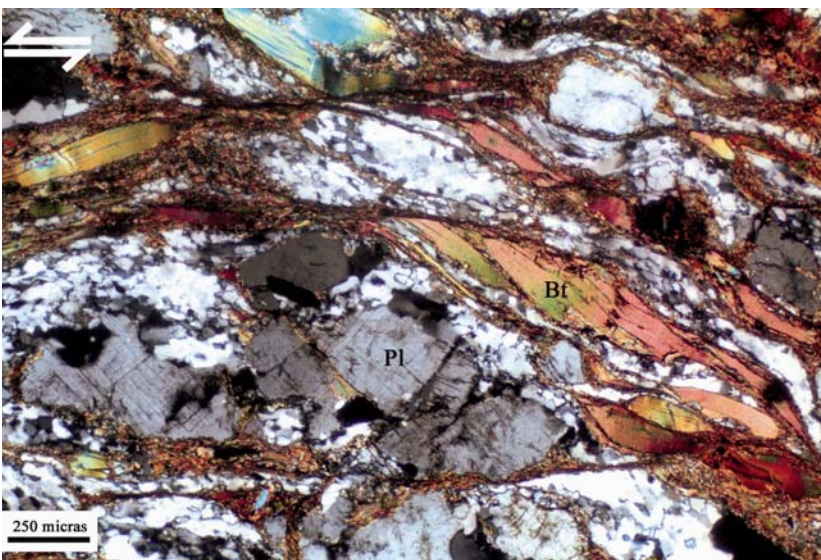


Foto 5.61: Detalle de la deformación producida por la Falla de Chandoiro. Los cristales de biotita (Bt) tienen orlas finas de moscovita y minerales opacos (ilmenita). En la plagioclasa (Pl) de la parte central, se desarrolla una textura de tipo "pull-apart", rellena de cuarzo. (Muestra: 228-131, muestra perteneciente al fondo documental del IGME; nícoles cruzados).

Foto 5.62: Aspecto textural de la brecha producida por la Falla de Chandoiro (Muestra: 228-1232; nícoles paralelos; perteneciente al fondo documental del IGME).

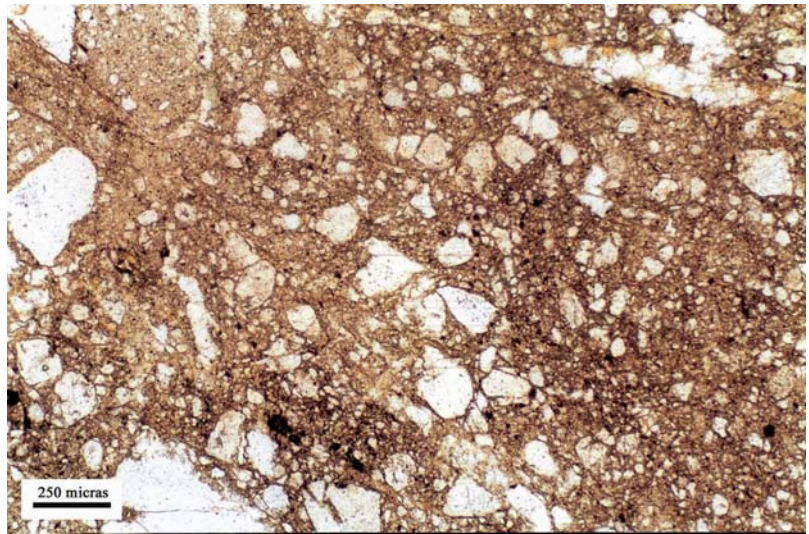
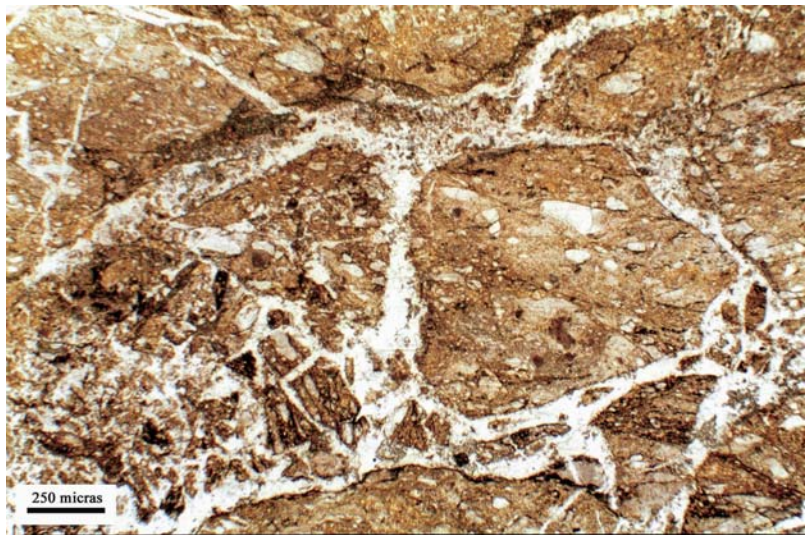


Foto 5.63: En esta Foto se aprecian dos episodios de brechificación producidos por la Falla de Chandoiro. (Muestra: 228-149; nícoles paralelos; perteneciente al fondo documental del IGME).



las Capas de Los Montes. También en las pizarras donde S3 es muy intensa, la crenulación S4 se ve bien en los microlitones filíticos, apreciándose como una rizadura muy desarrollada. En cambio, en los materiales del “Ollo de Sapo” y de la Serie de “Viana do Bolo”, está poco o nada desarrollada.

Esta crenulación tardía fue descrita por MARTÍNEZ GARCÍA (1973) en la región de Sanabria, y también se desarrolla en el Sinforme de Truchas y en el de Alcañices (GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997), aunque fue MATTE (1968, 1969) el primero en describirla en el occidente de Asturias, donde desarrolla “kink bands” subhorizontales como estructuras más visibles.

La crenulación S4 es bien conocida entre los trabajadores de la industria pizarrera del Sinclinal de Truchas, donde es conocida con el término de “panilla”, cuando es débil y no modifica demasiado el clivaje S1. MATTE (1968) y GONZÁLEZ CLAVIJO (1997) señalan que la compresión subvertical necesaria para generar esta crenulación podría relacionarse con los episodios de relajación del final de la Orogenía Varisca que, al producir una extensión subhorizontal, podrían manifestarse como un acortamiento suave en la vertical. Podría por tanto guardar relación con el desarrollo tardío del domo y de fallas normales como la de Chandoiro, que representan los últimos estadios del colapso gravitacional del orógeno.

5.5.3.- Significado de la deformación extensional en la región de Sanabria

El conjunto de criterios cinemáticos a escalas mesoscópica y microscópica indican un desplazamiento relativo del bloque de techo hacia el SE durante el desarrollo de la D2. Esa cinemática contrasta con la que se deduce de los pliegues mayores D3, que muestran una vergencia hacia el NE (Corte V-V') y que en principio cabe relacionar con un acortamiento NNE-SSO. Sin embargo, el desarrollo posterior del domo y de la Falla de Chandoiro apunta de nuevo a una extensión longitudinal a la cadena. Es decir, parece que estamos ante un episodio extensional de duración relativamente larga, en el que se intercaló un evento compresivo transversal.

Es lógico que los pliegues mayores D3 no respondan a la misma dinámica que las estructuras extensionales. Hay que entender que un cizallamiento como el de la segunda fase, aparentemente asociado con el colapso gravitacional del orógeno, se desencadena por causas independientes del campo de esfuerzo regional. Por tanto, el desarrollo de los pliegues D3 puede estar relacionado con un acortamiento NE-SO, mientras que buena parte de la fábrica D2 (S2, Lm2, pliegues menores de charnela curva) así como el desarrollo del domo y la Falla de Chandoiro reflejen un flujo cortical subhorizontal, subparalelo a esas estructuras y a la dirección general de la cadena.

Considerando conjuntamente las estructuras D2, D3 y el desarrollo tardío del domo, podemos visualizar la corteza sometida a un cizallamiento general (puro + simple) con un plano de flujo subhorizontal, al que se superpone otro del mismo tipo pero con el plano de flujo subvertical (D3).

En la región de Sanabria-Viana do Bolo, dado que el cizallamiento horizontal parece ligado al colapso gravitacional, hay que asumir que la zona de cizalla general de segunda fase se adelgaza en la vertical. Sin embargo, el acortamiento transversal D3 tiende a contrarrestar ese adelgazamiento y, más importante, a alargar la zona de cizalla general. Este tipo sería lo que TIKOFF Y FOSSEN (1999) denominan zona de cizalla que se alarga ("lengthening zone"), que generaría tectonitas $L > S$, donde la lineación domina sobre la foliación. En nuestro caso, la lineación es espectacular, aunque la foliación S2 está también muy desarrollada, lo que parece coherente con la superposición de los dos mecanismos.

5.6.- OTROS SISTEMAS DE FRACTURAS

Tras la Falla de Chandoiro, y ya en condiciones frías que determinan un comportamiento puramente frágil, se desarrolló una familia de fracturas tardías de dirección NNE-SSO, que corresponde a un sistema bien desarrollado en todo el NO de la Península y que morfológicamente controla la red fluvial. Fue descrito por PARGA PONDAL (1969), quien lo incluyó entre sus fallas o desgarres tardihercínicos.

Estas fallas están ampliamente representadas en la parte occidental de la zona de estudio y se caracterizan por largos recorridos y un movimiento de desgarre senestro. Es común la presencia a lo largo de su trazado de diques de cuarzo, los cuales forman un sistema ampliamente desarrollado en el O de las provincias de Salamanca y Zamora, donde reciben el nombre de sierros,

y producen relieves alargados que se elevan sobre la penillanura. GARCÍA DE FIGUEROLA Y PARGA (1971) describieron este tipo de estructuras, interpretándolas como zonas de tensión dentro de los granitos. Los diques se inyectan en materiales metamórficos y graníticos, y exhiben unas características comunes y bastante constantes. Están formados por cuarzo lechoso y algunos están mineralizados, normalmente con sulfuros como pirita y arsenopirita, tienen una dirección muy constante, y presentan una longitud variable, desde unos cientos de metros hasta varios kilómetros, con disposiciones sigmoidales. Este sistema de fracturas ha sido citado también en los Sinformes de Alcañices y de Verín (GONZÁLEZ CLAVIJO, 1997, FARIAS, 1990), donde su movimiento es también de desgarre y senestro, y en la zona de Trás-os-Montes, donde adquiere un gran desarrollo, con las mismas características que en los casos anteriores. Destacan las fallas de Vila Meã-São Julião de Palácios, la de Avelada-Gimonde y en especial la de Portelo-Vilariça, que en España toma el nombre de Falla de Calabor, y que puede verse en la parte central del borde S del área estudiada.

Al O de la zona se encuentra otra gran falla denominada por GUTIÉRREZ CLAVEROL *et al.* (1987) Falla de Vila Real, la cual tiene una longitud de aproximadamente 500 km y va desde Luarca (Asturias) hasta Nazaré (Portugal), con una dirección NE-SO. En la zona que se ha estudiado, esta fractura posee un movimiento senestro, que se aprecia muy bien en el contacto entre el ortogneis de Covelo y la granodiorita de Veiga. Asociada a esta fractura existen numerosas fuentes termales e indicios de Sn, W y Au.

El último sistema importante de fallas lleva una dirección E-O y su mejor ejemplo es la Falla de Las Portillas, cuya cinemática es la de un desgarre dextro y que corta y desplaza a las fracturas anteriores, NNE-SSO, además de tener una importante representación morfológica en los valles y los puertos de Padornelo y La Canda.

