

La estructura de las láminas inferiores del Complejo de Cabo Ortegal y su autóctono relativo (Galicia, NO de España)

A. Marcos y P. Farias

*Departamento de Geología. Universidad de Oviedo. c/ Arias de Velasco s/n. 33005-Oviedo.
E-mail: marcos@asturias.geol.uniovi.es*

Recibido el 15 de Octubre de 1998.

Aceptado el manuscrito revisado el 17 de Diciembre de 1998.

Resumen: En el entorno del Complejo de Cabo Ortegal se reconocen cuatro láminas alóctonas, emplazadas hacia el Este. Las tres superiores forman la unidad inferior del Complejo y están constituidas por rocas máficas con afinidad ofiolítica (lámina de Purrido), por una melange ofiolítica que incluye rocas ultramáficas (lámina de Moeche) y por ortogneises cuarzo-feldespáticos (lámina de Espasante). La deformación de estas rocas tiene lugar desde condiciones anfíbolíticas hasta esquistos verdes, observándose un importante incremento de la deformación hacia la base de las láminas que indica que los cabalgamientos poseen el carácter de contactos tectónicos mayores. Estas tres láminas representan una zona de sutura de la Cordillera Varisca. El autóctono relativo de estas láminas está constituido por una secuencia de metasedimentos siliciclásticos de bajo grado metamórfico (lámina de Río Baio). El cabalgamiento basal de esta lámina corta a los pliegues originados durante la primera fase de deformación varisca en el Dominio del Antiforme del Olló de Sapo. Por sus características litológicas y posición estructural, la lámina de Río Baio se incluye en el Dominio Esquistoso de Galicia-Tras os Montes o parautóctono de los complejos de rocas máficas y relacionadas.

Palabras clave: Cordillera Varisca, Sutura, Estructura, Galicia, Cabo Ortegal.

Abstract: Four allochthonous thrust sheets are recognized in the surrounding area of the Cabo Ortegal massif. Three of them form the lower unit of the Cabo Ortegal Complex: the Purrido sheet (mafic rocks with ophiolitic affinities), an ophiolitic melange including ultramafic rocks (Moeche sheet) and ortogneisses (Espasante sheet). These rocks underwent deformation under amphibolite to greenschist facies. Deformation concentrated to the lower levels of the sheets, indicating that their boundaries constitute major tectonic limits. The whole set represents a suture zone of the Variscan orogen. The relative autochthon of this unit is formed by epizonal siliciclastic metasediments of the Río Baio sheet. The basal thrust of the later cuts folds developed in de Olló de Sapo domain during the first Variscan deformation event. According to their lithological characteristics and structural location, the Río Baio sheet should be included into the Galicia-Tras os Montes Schistose Domain (parautochthon of the catazonal complexes). Kinematic criteria allow us to deduce an eastward component for the emplacement direction of the thrust sheets.

Key words: Variscan Belt, Suture, Structure, Galicia, Cabo Ortegal.

La región estudiada se sitúa en la Provincia de La Coruña (Galicia, NO de España) y forma una franja que se extiende desde la Ría de Ortigueira y el cabo de la Estaca de Bares hacia el SW, hasta la cuenca terciaria de As Pontes. Desde allí se prolon-

ga hacia el O rodeando las rocas catazonales del Complejo de Cabo Ortegal.

Desde el punto de vista geológico, esta región se sitúa entre dos grandes estructuras variscas: el antiforme del Olló de Sapo y el Complejo de Cabo Ortegal (Figura 1).

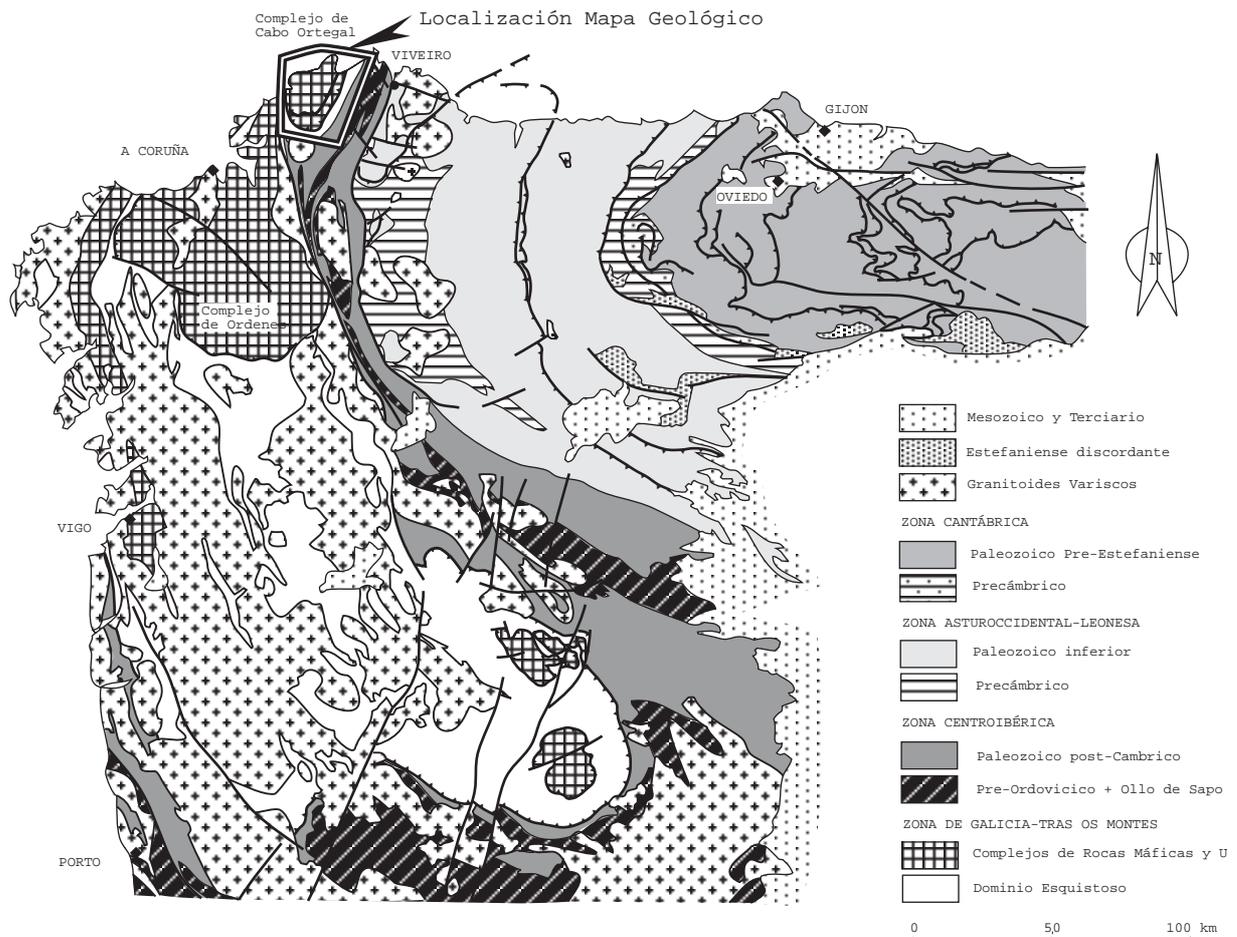


Figura 1. Situación de la zona estudiada en el contexto de la Cordillera Varisca en el NO de la Península Ibérica.

A pesar de los numerosos trabajos publicados sobre este sector, persisten incógnitas sobre aspectos estratigráficos, petrológicos y estructurales del conjunto de unidades situadas inmediatamente por debajo de las rocas catazonales de este complejo. Esta situación ha conducido a que el substrato del Complejo de Cabo Ortegal se considerase diferente al del resto de los complejos de Galicia occidental y noreste de Portugal.

El objetivo de este trabajo es el reconocimiento de las unidades geológicas mencionadas. Para ello se ha levantado una cartografía geológica a escala 1:25.000 cuya síntesis se presenta en el mapa que acompaña a esta memoria. La cartografía ha permitido individualizar diferentes unidades litoestratigráficas y el establecimiento de varias unidades tectónicas cuya descripción constituye el fin de este trabajo.

Las unidades del Complejo de Cabo Ortegal y su autóctono relativo.

El Complejo de Cabo Ortegal forma parte de una gran unidad alóctona emplazada sobre el margen pasivo de Gondwana en el transcurso de la Orogénesis Varisca (Ries y Shackleton, 1971; Arenas et al., 1986) y está constituido por dos unidades tectónicas separadas por un cabalgamiento. La *unidad superior*, el Manto de Cabo Ortegal, está formada por rocas máficas, ultramáficas y cuarzo-feldespáticas que registran un metamorfismo en condiciones catazonales (Vogel, 1967). En la *unidad inferior* se diferencian en este trabajo varias láminas cabalgantes constituídas por rocas mesozonales; éstas cabalgan sobre una sucesión metasedimentaria que a su vez constituye una lámina alóctona (lámina del Río Baio) emplazada sobre las rocas silúricas y ordovícicas del flanco O del Antiforme del

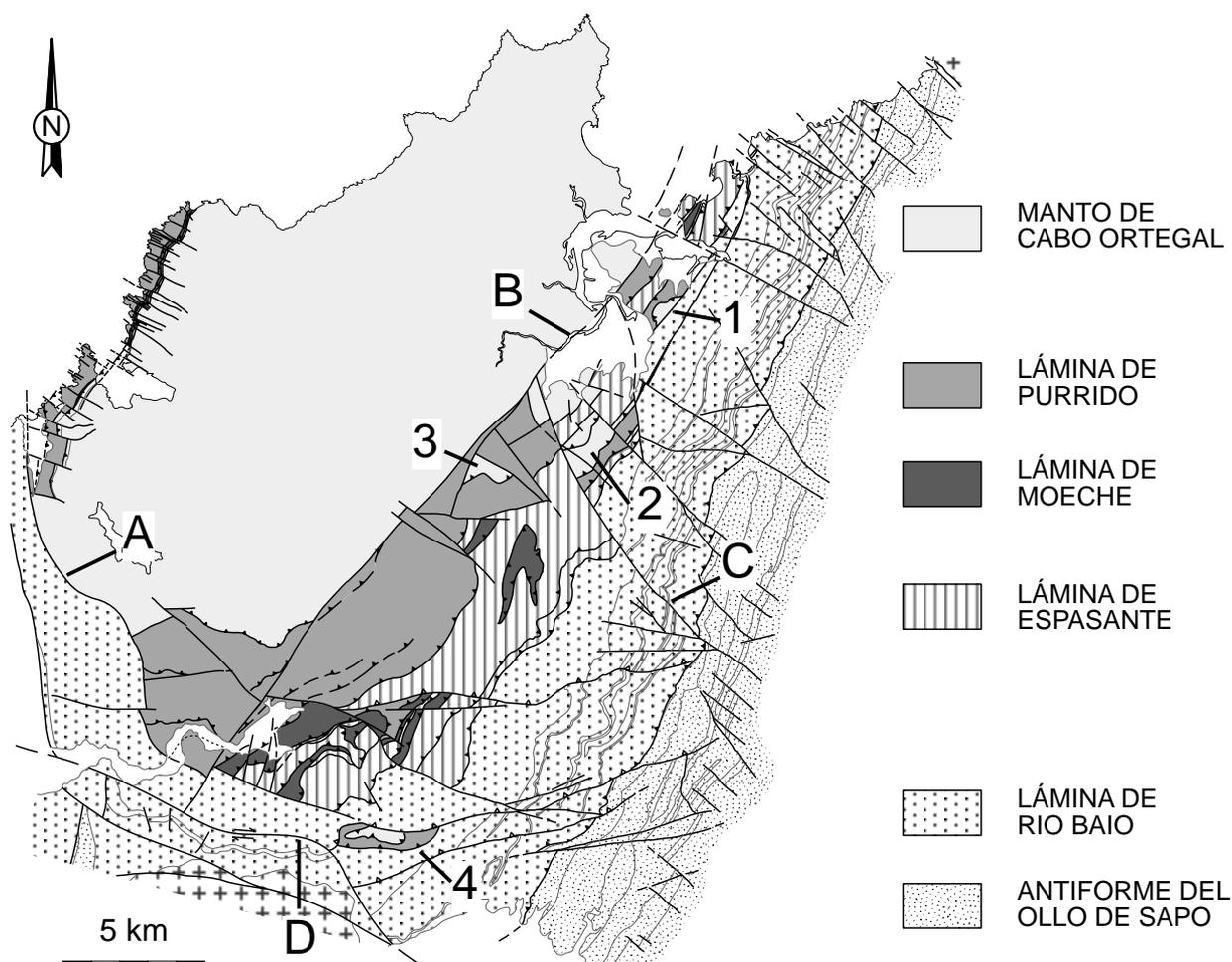


Figura 2. Esquema estructural mostrando los diferentes mantos o láminas diferenciados en el Complejo de Cabo Ortegal y su autóctono. 1, 2, 3 y 4: klippes de Cancelo, Punxás, Xudracos y Amido. A) Falla de Rodo-Amido. B) Falla de Ortigueira. C) Falla de Peña Taboada. D) Falla de Pedroso-As Pontes.

Ollo de Sapo (Fig. 2). Posteriormente, todo este conjunto de láminas fue deformado por pliegues abiertos de traza axial N-S y por fallas (ver mapa geológico fuera de texto).

El sistema de láminas de la unidad inferior del Complejo de Cabo Ortegal: características litológicas

Las rocas que constituyen las láminas de la unidad inferior han sido clásicamente interpretadas como una secuencia de elementos litológicos diversos dispuestos de modo heterogéneo. Así, Fernández Pompa y Monteserín López (1976) establecen el “Grupo Moeche”, que definen como una serie vulcanogénica con aportes sedimentarios (queratófidos, anfibolitas, serpentinitas, calizas y esquistos

verdes), concordante con su substrato, cuya edad correspondería al silúrico terminal. Una interpretación semejante fue realizada por Arce Duarte et al. (1977), que definen una unidad constituida por “Esquistos, talcoesquistos y cloritoesquistos” (que incluiría términos litológicos semejantes a los que se acaban de citar) y mencionan su afinidad ofiolítica. Este carácter ofiolítico fue destacado también por autores posteriores (Iglesias et al., 1983; Ribeiro et al., 1990). En lo referente a su interpretación, estas rocas fueron consideradas como un olistostromo (Martínez García et al., 1975), una melange ofiolítica (Bayer y Matte, 1979) o una melange tectónica (Den Tex, 1980, 1981).

Arenas y Peinado (1984) y Arenas (1988) diferencian dentro de la zona tres tipos litológicos, que forman tres láminas alóctonas independientes:

“Complejo ofiolítico muy desmembrado” (formado por metavolcanitas básicas con metasedimentos intercalados, metadiabasas y metaplagiogranitos, metagabros-metadioritas y serpentinitas), “Complejo catazonal” (formado por términos ortoderivados ácidos, básicos y ultrabásicos, con algunos metasedimentos) y “Metasedimentos epizonales” (areniscas, pizarras, conglomerados y mármoles). Arenas et al. (1986) indican que los metasedimentos epizonales y las rocas del complejo ofiolítico se encuentran imbricados, extendiendo estos tres tipos litológicos al Complejo de Ordenes.

A pesar de esta aparente complejidad, la cartografía permite deducir que las rocas que constituyen las láminas inferiores del Complejo de Cabo Ortegal se agrupan en tres delgadas láminas cabalgantes superpuestas (Fig. 2): las láminas de Purrido, Moeche y Espasante (Marcos y Farias, 1997) que se describen a continuación. La expresión cartográfica de estas láminas se encuentra complicada por la existencia de pliegues y fallas posteriores a su emplazamiento.

Lámina de Purrido

El espesor total de la lámina de Purrido es del orden de los 800 m y está formada por dos unidades de rocas: las Anfibolitas de Purrido (Vogel, 1967; Engels, 1972; Arenas 1988, 1991) y las Ultramilonitas y filonitas de Labacengos (Marcos y Farias 1997); estas últimas ocupan siempre la parte inferior de la lámina.

Las *Anfibolitas de Purrido* (ca. 300 m) forman una sucesión homogénea de anfibolitas de color verdegrisáceo, generalmente con un bandeo fino y discontinuo definido por la plagioclasa y raramente con bandeo grueso composicional. Están constituidas por Hbl, Pl y Ep-Czo, con Grt, Rt y Spn, como accesorios (en adelante, símbolos de minerales de acuerdo con Kretz, 1983). La presencia de relictos de Grt y Ru, anteriores a la paragénesis mesozonal, llevan a Arenas (1991) a considerar la posibilidad de una asociación previa equilibrada en condiciones de presión más elevadas. Estas rocas se encuentran afectadas por una intensa foliación definida por la orientación preferente de Hbl, que proporciona a la roca una gran fisilidad (Fig. 3A). Peucat et al. (1990) obtienen una edad de ca. 390

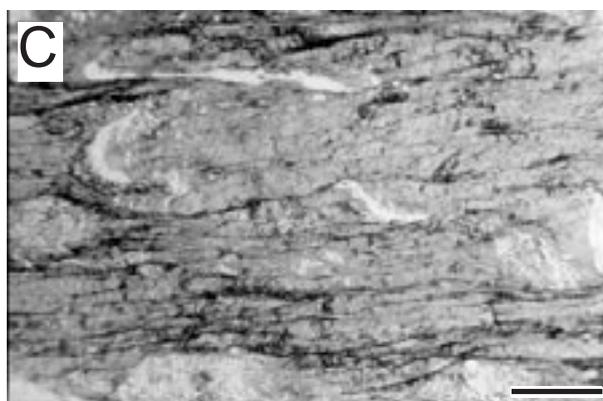
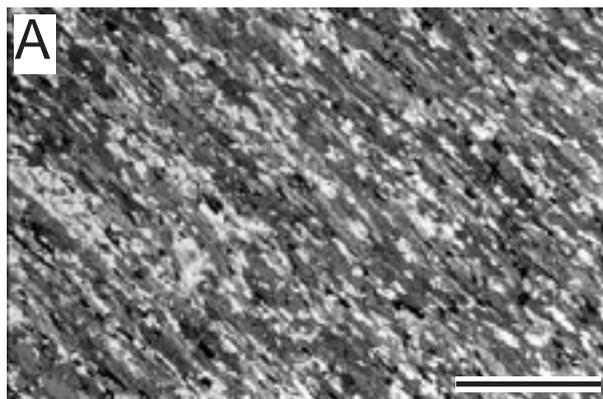


Figura 3. Microfotografías de las rocas de la lámina de Purrido (longitud de la barra igual a 1 mm). A) Foliación milonítica en las Anfibolitas de Purrido definida por la orientación de Hbl y Pl (luz natural) (AF66, al NE de San Santurmiño). B) Roca de grano muy fino y uniforme en las Ultramilonitas y filonitas de Labacengos (luz polarizada) (AF28A, alrededores de Amido) y C) aspecto de las filonitas desarrolladas en estas rocas (luz natural) (AMP398B, al S de La Barquera).

Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre Hbl) para el metamorfismo en facies anfibolítica (500-600°C). Esta edad debe corresponder también a la de la formación de la fábrica milonítica en estas condiciones.

Las *Ultramilonitas* y *filonitas de Labacengos* constituyen un conjunto homogéneo de rocas verdes, con aspecto de filitas, de grano muy fino, afectadas por una foliación muy penetrativa (Fig. 3, B y C). Están constituidas por Qtz, Chl, Act, Ab, Ms y Bt y proceden de la deformación extrema de las Anfibolitas de Purrido en condiciones propias de la facies de los esquistos verdes (Arenas, 1983; 1988). Esta observación viene confirmada por la edad obtenida por Dallmeyer et al. (1997) para la milonitización de estas rocas en las condiciones de metamorfismo que se acaban de citar (ca. 364 Ma, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre roca total).

Las Anfibolitas de Purrido poseen composición basáltica (toleitas olivínicas) y la composición de las Ultramilonitas y Filonitas de Labacengos, que tal como se ha indicado proceden de su retrogradación, corresponde a Q-toleitas (debido a modificaciones del quimismo durante la deformación); el quimismo de estas rocas corresponde a basaltos de fondo oceánico (E-MORB) (Arenas, 1988).

Lámina de Moeche

Está constituida por una matriz de serpentinitas, talco- y clorito-esquistos que contiene fragmentos o bloques dispersos de dimensiones métricas o decamétricas, formados por rocas exóticas (mármoles, cuarcitas y rocas básicas) y nativas (rocas ultramáficas serpentinizadas). A continuación se describirán las características de los bloques:

Serpentinitas y rocas ultramáficas: Forman bloques decamétricos rodeados por filonitas o ultramilonitas. Son rocas verdosas constituidas por una masa de serpentinita, en la que raramente se preservan Spl y Opx como minerales ígneos relictos.

Mármoles: Bloques dispersos de mármol de dimensiones métricas a decamétricas se encuentran en varias localidades, incluidos en serpentinitas. Meer Mohr (1975) cita en ellos la presencia de restos de crinoides (mencionados también por Fernández Pompa y Monteserín López, 1976), foraminíferos (*Glomospira* ?) y tabulados ramificados y laminares, a los que atribuye una edad no más antigua del Ordovícico medio. Una asociación de fósiles de este tipo sugiere un medio de plataforma poco profunda (J. García-Alcalde, Dpto. de Geología, Universidad de Oviedo, comunicación personal, 1995).

Cuarcitas y conglomerados: En los afloramientos de serpentinitas situados cerca de Ladrado se encuentran algunos bloques métricos y decamétricos formados por una alternancia de areniscas y pizarras, con contactos mecánicos con las serpentinitas que las rodean. Arenas (1988) cita también la presencia de niveles de conglomerados imbricados en serpentinitas en diversas localidades (cantera de Hermida y alrededores de Insua).

Rocas básicas: Afloramientos de rocas básicas de tamaño decamétrico incluidos en serpentinitas o filonitas se encuentran en diversas localidades. Aparte de las citadas por Arenas (1988), cabe mencionar la presencia de inclusiones lenticulares (de dimensiones métricas) de rocas espilíticas inmediatamente al N de Gradoy.

Las características de este conjunto de rocas permiten considerarlo como una mélangé tectónica (Hsü, 1968; Raymond, 1984; Cowan, 1985; Rast y Wright Horton, 1989).

Todas las rocas que constituyen la lámina de Moeche se encuentran intensamente deformadas. Las serpentinitas, talcoesquistos y cloritoesquistos presentan texturas ultramiloníticas y filoníticas desarrolladas en condiciones de un metamorfismo de bajo grado. Esta deformación impide apreciar cualquier resto de una fábrica o metamorfismo anteriores. Los bloques se encuentran también muy deformados y las calizas se encuentran intensamente recristalizadas.

Lámina de Espasante

La lámina de Espasante dibuja un afloramiento prácticamente continuo desde los alrededores de Espasante, en la costa, hasta el extremo meridional de la zona estudiada, donde se encuentra limitada por una falla normal (ver mapa geológico fuera de texto). El espesor medio de la lámina es de 900 m. Está constituida por rocas ígneas ácidas, intermedias y básicas, que se han agrupado en una única formación: los Ortogneises y anfibolitas de Somozas; en el entorno del cabalgamiento basal de la lámina, estas rocas se encuentran transformadas en ultramilonitas y filonitas que denominaremos Filonitas de Ramallal (Marcos y Farias, 1997).

Los *Ortogneises* y *anfibolitas de Somozas* (ca. 400 m) están formados por gneises cuarzo-feldespáticos

(\pm Ep \pm anfíbol) en su parte inferior y por anfibolitas con Ep en la superior. La formación incluye también rocas filonianas, esencialmente diques de rocas básicas (Arenas y Peinado, 1984; Arenas, 1988) que cortan las rocas encajantes, aunque muestran la misma foliación que ellas. Un complejo intrusivo bien desarrollado se observa en los alrededores de Espasante, donde diversos autores (Arps et al., 1977; Arce Duarte et al., 1977; Arenas y Peinado, 1981, 1984; Arenas, 1988) citan la existencia de rocas volcánicas submarinas (lavas almohadilladas), que han sido interpretadas como restos de una ofiolita. Sin embargo, las relaciones de campo sugieren un origen intrusivo para estas estructuras. En efecto, se trata de almohadillas irregulares y fragmentadas constituidas por rocas intermedias y rodeadas por rocas más ácidas. Estructuras de este tipo pueden formarse por enfriamiento rápido de un magma máfico-intermedio relativamente denso en un magma félsico más viscoso y frío (Campbell y Turner, 1985; Noblett y Staub, 1990; Foster y Hyndman, 1990; Blundy y Sparks, 1992; Tate et al., 1997).

Las *Filonitas de Ramallal* (ca. 500 m) están constituidas por filonitas grises y negras de grano muy fino con amígdalas y venas discontinuas de cuarzo (Fig. 4, D, E y F). Su transición con los Ortogneises y anfibolitas de Somozas es gradual y rápida.

Las rocas de la lámina de Espasante muestran una foliación planar continua que no va acompañada por una lineación mineral bien desarrollada. Las características de la fábrica de estas rocas son las propias de una milonita s.l., en las que el proceso de deformación continua, acompañado de retrogradación, permite diferenciar protomilonitas, milonitas, ultramilonitas y filonitas (Fig. 4, A, B, C, D y E). Estos dos últimos tipos de rocas se encuentran relacionados espacialmente con las superficies de cabalgamiento. En efecto, en esta serie de rocas las Filonitas de Ramallal representan el último estadio en la reactivación de las milonitas y ultramilonitas. En los ortogneises, las asociaciones minerales estables durante el desarrollo de la milonitización están constituidas por Qtz + Pl + Ms \pm Kfs \pm Ep-Czo \pm Hbl \pm Grt \pm Stp \pm Aln. En las anfibolitas, la paragénesis más común es Hbl + Pl + Qtz + Ep-Czo + Ms \pm Grt. En las ultramilonitas y filonitas derivadas de estas rocas se encuentra Chl como mineral estable durante la deformación.

En relación con el ambiente geodinámico en el que se formaron las rocas de la lámina de Espasante, debe destacarse que los Ortogneises y anfibolitas de Somozas derivan de rocas volcánicas de tipo calcoalcalino y shoshonítico, con un carácter bimodal (Fernández Pompa y Monteserín López, 1976; Arenas, 1988); estas características indican que su formación tuvo lugar en un ambiente distensivo, posiblemente en un margen continental muy adelgazado.

El autóctono relativo del Complejo de Cabo Ortugal: la Lámina de Río Baio

Los materiales que constituyen esta lámina han sido considerados clásicamente como formando la parte alta de la sucesión silúrica del flanco O del antiforame del Olló de Sapo (Matte, 1968; Meer Mohr, 1975; Arce Duarte y Fernández Tomás, 1976; Arce Duarte et al., 1977; Iglesias y Robardet, 1980; Bastida et al., 1984, 1993). En adición, Fernández Pompa y Piera Rodríguez (1975) y Fernández Pompa y Monteserín López (1976) consideran que se disponen discordantemente sobre su substrato. No obstante, en este trabajo se ha podido establecer que estos materiales forman parte de una unidad independiente, emplazada tectónicamente sobre las rocas del Dominio del Antiforme del Olló de Sapo.

La lámina de Río Bayo está constituida por una potente sucesión de rocas sedimentarias de carácter siliciclástico (ca. 3000 m) entre las que se intercalan algunos niveles de rocas volcánicas ácidas. En esta serie se han diferenciado dos unidades litoestratigráficas (Arce Duarte y Fernández Tomás, 1976; Arce Duarte et al. 1977; Fernández Pompa y Monteserín López 1976) que en este trabajo denominaremos de abajo a arriba Serie de Loiba y Serie de Queiroga.

La *Serie de Loiba* (ca. 2000 m) está constituida por filitas de tonos verdes, púrpura, grises y negras, entre las que se intercalan varios niveles de cuarcitas y vulcanitas. Las cuarcitas son de color gris claro o blancas y de grano grueso, a veces microconglomeráticas, y en ocasiones presentan estratificación cruzada. Las vulcanitas aparecen en una amplia banda en la que pueden reconocerse gran número de niveles de espesor variable, entre los que destaca uno que llega a alcanzar los 200 m de potencia. Lateralmente estos niveles pasan a areniscas con participación volcánica variable, por lo que en la

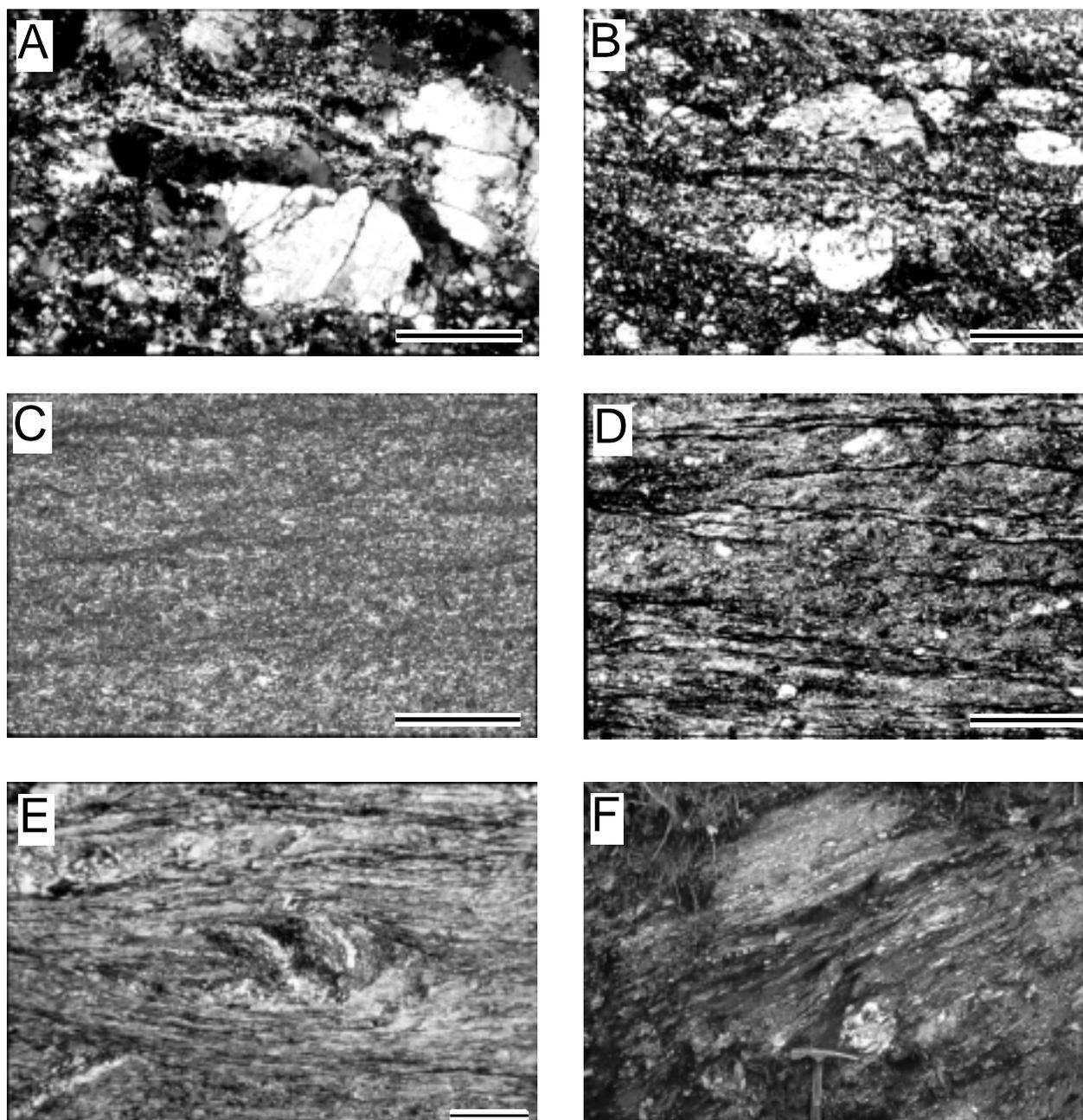


Figura 4. Microfotografías (A, B, C, D y E) de las rocas de la lámina de Espasante mostrando la evolución de las fábricas tectónicas desde protomilonitas (A), a milonitas (B) y ultramilonitas (C); destaca la progresiva y drástica disminución del tamaño de grano y su uniformización final; A) AF64 (luz polarizada); B) AF153 (luz polarizada); C) AF62 (luz polarizada); D) AF-61 (luz polarizada); Punta do Talo, en el extremo SO de la ensenada de Espasante. (D, E) Desarrollo de una fábrica filonítica sobre las rocas previas; E) AF36, al S de Pena Taboada (luz polarizada); F) Aspecto de campo de las Filonitas de Ramallal en la misma localidad.

cartografía todas estas rocas se han representado como una única unidad con rocas volcánicas que desaparece hacia el Sur. Se trata de rocas leucocráticas de grano medio y aspecto porfiroide constituidas fundamentalmente por fenocristales de Qtz, Pl y Bt y escasa matriz, formada principalmente por

Qtz, Chl, Ms y algo de Bt. Petrológicamente son rocas de carácter riolítico y dacítico cuyo quimismo muestra, en general, afinidades calcoalcalina y shoshonítica (Arenas, 1988); atendiendo a este aspecto, el citado autor considera un medio de plataforma continental próxima a un área emergida y

sometida a una intensa sedimentación como el ambiente geodinámico más probable para estas extrusiones. Esta conclusión es semejante a la obtenida por Gallastegui et al. (1987) para las vulcanitas situadas en el Grupo Paraño del sinclinal de Verín, de similar quimismo, y encaja bien con las características estratigráficas de los metasedimentos en los que se intercalan.

La *Serie de Queiroga* (ca. 1100 m) constituye una monótona sucesión de grauvacas y areniscas feldespáticas de color gris claro y grano medio a grueso, cuyos componentes mineralógicos principales son Qtz (en ocasiones con golfos de corrosión), feldespato potásico, Pl, Chl, Ms y fragmentos de roca. Se encuentran regularmente estratificadas en capas de orden centimétrico a decimétrico, que alternan con niveles de filitas de espesor variable y algunos delgados bancos de carácter cuarcítico.

Los datos paleontológicos existentes indican una edad silúrica para las rocas de la lámina de Río Baio, aunque debe hacerse notar que por un lado se desconoce la localización exacta de los yacimientos fosilíferos (Matte 1967) y por otro las determinaciones no son precisas (Iglesias y Robardet 1980). Así, Matte (1967, pp. 34 y Fig. 15) cita la existencia de un yacimiento de graptolites del Llandovery superior (con *Rastrites linnaei* y *Monograptus halli*) “muy cerca del contacto con el Precámbrico de Cabo Ortegal” (sic), situándolo en la parte alta de la sucesión estratigráfica. Por su parte, Iglesias y Robardet (1980, pp. 102-105 y Fig. 4) citan la existencia de “algunos restos de Graptolites específicamente indeterminables, pero pertenecientes al género *Monograptus*” que sitúan inmediatamente por encima de los niveles de vulcanitas intercalados en la Serie de Loiba. El yacimiento fosilífero citado por Bastida et al. (1984) se sitúa inmediatamente por debajo de la lámina de Río Baio, como más adelante veremos.

El antiforme del Olo de Sapo

La serie paleozoica en el flanco Oeste del Antiforme del Olo de Sapo está formada de muro a techo por el porfiroide Olo de Sapo (Ordovícico inferior de acuerdo con Gebauer, 1993 y Gebauer et al, 1993), la Serie de los Cabos (Ordovícico inferior), las Pizarras de Luarca (Ordovícico medio) y,

concordantemente sobre éstas, las Capas de la Garganta (Marcos y Philippot, 1972) constituidas por filitas y ampelitas negras intercaladas con lidadas finamente estratificadas y de aspecto hojoso. Estas últimas rocas se encuentran restringidas a pequeños afloramientos en el núcleo de algunos sinclinales, varios de los cuales se encuentran cortados por el cabalgamiento basal de la Lámina de Río Baio. Es precisamente en estos afloramientos donde se encuentra la fauna de graptolites descrita por Bastida et al. (1984), que proporcionan una edad Llandovery medio.

En el Dominio del Antiforme del Olo de Sapo se reconocen estructuras formadas principalmente en relación con dos fases de deformación principales de edad varisca, desarrolladas en condiciones metamórficas correspondientes a la facies de los esquistos verdes y de las anfibolitas (Matte, 1968; Capdevila, 1969; Bastida et al., 1984; Bastida et al., 1993; Reche et al., 1998). La primera fase de deformación está representada por pliegues apretados vergentes al Este, con diferentes ordenes de magnitud, que alcanzan la escala cartográfica. Este sistema de pliegues lleva asociado un clivaje pizarroso que es la foliación regional en todo el flanco occidental del antiforme. Estas estructuras se encuentran afectadas por pliegues abiertos, aproximadamente rectos y con ejes horizontales o ligeramente inclinados al Norte, que desarrollan una esquistosidad de crenulación paralela a sus superficies axiales.

La estructura del sistema de láminas

El contacto entre el Manto de Cabo Ortegal y la unidad inferior: el cabalgamiento de Carreiro.

El cabalgamiento de Carreiro produce la superposición de las rocas catazonales del Manto de Cabo Ortegal (Gneises de Chímparra) sobre las anfibolitas de la lámina de Purrido. Se puede seguir de modo continuo desde Punta Candelaria, en el extremo NO de la región estudiada, hasta los alrededores de Marnela, donde se encuentra cortado por una falla más tardía (Fig. 5). El Cabalgamiento reaparece más al SE, en el sector de Balocos (al S de Pico Agudo) donde se encuentra limitado también por fallas tardías. En el resto del complejo, su trazado

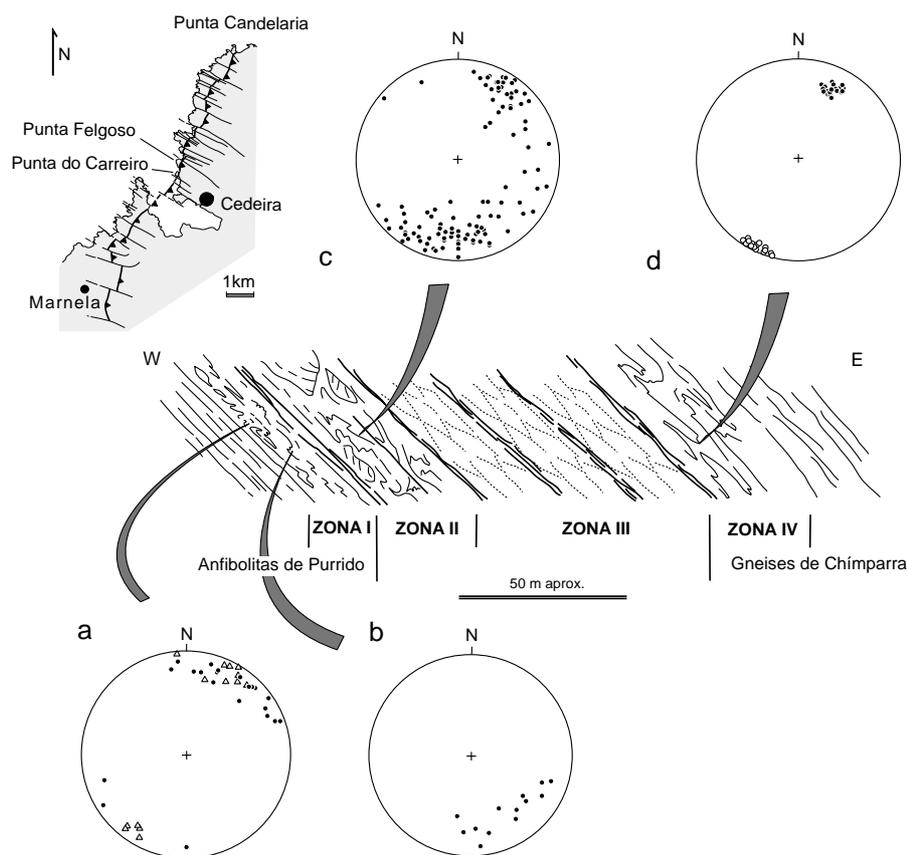


Figura 5. Disposición de las zonas diferenciadas en el cabalgamiento de Carreiro en el extremo occidental del área estudiada. a) proyección estereográfica equiareal de ejes de pliegues de primera (círculos) y segunda generación (triángulos) en la Punta Felgoso; b) id en Punta Candelaria; c) idem de ejes de pliegues en Punta Candelaria; d) id. en la vertiente N (círculos huecos) y S (círculos) de la Punta del Carreiro.

no puede seguirse en la cartografía debido a la existencia de fallas tardías. Por último, se encuentra también conservado en el klippe de Amido.

Los cortes naturales de la costa proporcionan una excelente exposición de este cabalgamiento, en el que se pueden diferenciar cuatro zonas con diferentes características (Fig. 5):

Zona I: La foliación general de las Anfibolitas de Purrido se encuentra intensamente plegada y deformada. Se diferencian al menos dos generaciones de pliegues superpuestos, siendo las figuras de interferencia invariablemente de tipo 3 de Ramsay (1967). Todos los pliegues muestran la misma asimetría (pliegues Z, para un observador que mira al N) y poseen charnelas moderadamente curvadas (ángulo máximo de curvatura del orden de 135°). La disposición de estos pliegues indica un desplazamiento del bloque de techo hacia el E en direcciones variables, desde NE (Fig. 5b) a SE (Fig. 5a) dependiendo de las localidades. También se desarrollan boudins y otras estructuras menores que sugieren una deformación en condiciones propias de

la transición frágil-dúctil (bandas de cizalla de tipo C', fallas). La deformación va acompañada por una intensa retrogradación de las anfibolitas a facies de los esquistos verdes.

Zona II: Formada por una mezcla de bloques irregulares intensamente deformados, constituidos por rocas procedentes de la lámina de Purrido (Anfibolitas de Purrido) y del Manto de Cabo Ortegal: gneises cuarzo-feldespáticos de tipo Chímparra y Cariño (ver Vogel, 1967, para las características de estas formaciones), rocas ultramáficas y granulitas máficas. El plegamiento de esta zona es muy complejo: a los pliegues previamente formados en condiciones de alto grado, se suman varias generaciones de pliegues, siendo los últimos claramente retrovergentes. La mayor parte de los pliegues son semejantes a los descritos para la Zona I, e indican un desplazamiento de bloque de techo hacia el SE (Fig. 5c).

Zona III: Constituida por un nivel de serpentinitas. De acuerdo con Vogel (1967) se trata de una serpentinita con relictos de Ol y Opx, intensamente

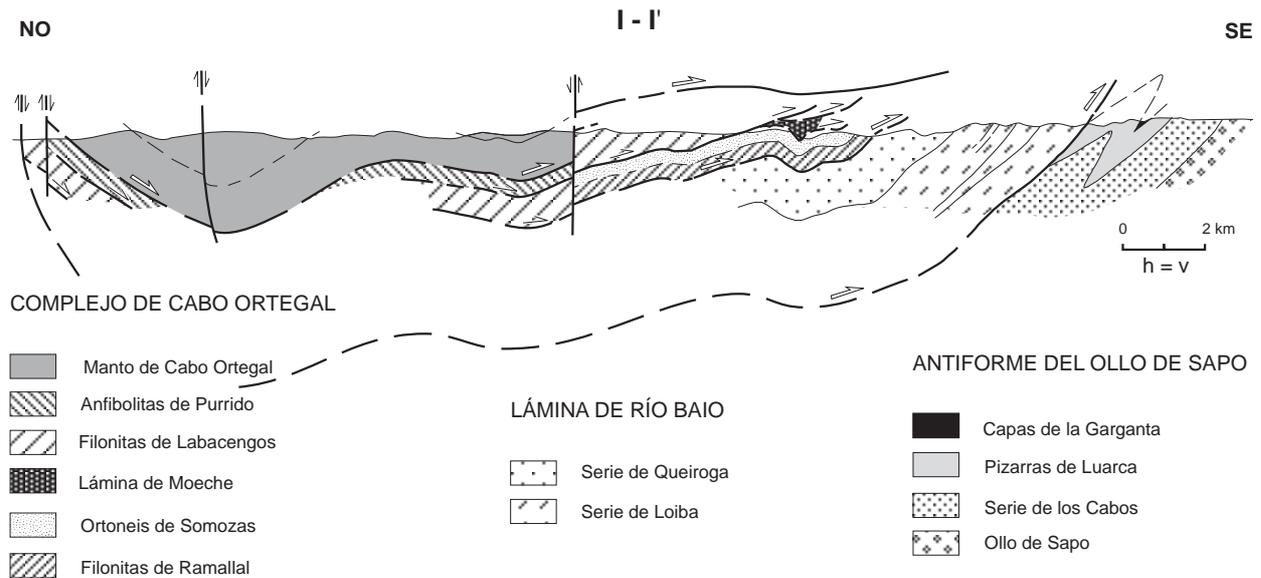


Figura 6. Corte E-O a través de la región estudiada. Ver situación en el mapa fuera de texto.

foliada, que muestra en los afloramientos una estructura interna lenticular. A lo largo de zonas de cizalla discretas de anchura métrica, las serpentinitas se encuentran filonitizadas y transformadas en cloritoesquistos o cloritoesquistos con anfíbol. La alta deformación sufrida por estas rocas dificulta su comparación con otras rocas ultramáficas del Complejo de Cabo Ortegal, aunque sus características generales recuerdan más a las de las serpentinitas de la lámina de Moeche que a las de los afloramientos de Uzal, Herbeira o Limo en el Manto de Cabo Ortegal.

Zona IV: Los Gneises de Chímparra situados en el bloque cabalgante desarrollan pliegues de escala decamétrica con charnelas rectilíneas o ligeramente curvadas, constantemente vergentes al E, que indican un desplazamiento del bloque de techo hacia el SE (Fig. 5d). Estos pliegues deforman a la foliación milonítica previa de los gneises y a las estructuras asociadas con ella.

Relaciones geométricas entre las láminas del Complejo de Cabo Ortegal.

De la observación de la cartografía se deduce que las láminas inferiores del Complejo de Cabo Ortegal se encuentran apiladas de modo ordenado, ocupando la lámina de Purrido la parte superior del

sistema y la de Espasante la inferior. También se observan imbricaciones, principalmente entre las láminas de Moeche y Espasante (ver en la cartografía el sector situado en el extremo meridional de los afloramientos de las láminas inferiores). Por su parte, la lámina de Río Baio, que constituye el autóctono relativo del Complejo de Cabo Ortegal, mantiene también sus límites paralelos a las láminas inferiores del mismo. Esta disposición general de las láminas queda reflejada en el corte geológico de la Fig. 6.

A pesar de esta aparente simplicidad del sistema de láminas, las relaciones geométricas entre ellas son más complejas, tal como se deduce de la existencia de varios klippen formados por rocas catazonales. En efecto, al E del afloramiento principal del Manto de Cabo Ortegal se sitúan varios klippen de dimensiones kilométricas formados por rocas de alto grado (klippen de Cancelo, Punxás, Xudracos y Amido, de N a S). Sus límites están formados por cabalgamientos y fallas más tardías, que los ponen en contacto con las rocas de las láminas de Purrido, Espasante y Río Baio. El klippe de Cancelo (Fig. 2, 1) está constituido por rocas de alto grado asimilables a la Formación Bacariza (ver Vogel, 1967, para la descripción de la formación y Arenas, 1985, para la descripción de las rocas metabásicas del klippe) y a las rocas ultrabásicas del Manto de Ca-

bo Ortegale; por el O cabalga sobre la lámina de Purrido, encontrándose por el E en contacto con los metasedimentos de la lámina del Río Baio mediante una falla normal tardía. El klippe de Punxás (Fig. 2, 2) está formado también por rocas de la Formación Bacariza y por gneises cuarzo-feldespáticos asimilables a los Gneises Bandeados o Gneises de Chímparra (ver Vogel, 1967, para la descripción de estas formaciones) del Manto de Cabo Ortegale; una falla normal tardía lo separa por el O de la lámina de Espasante, mientras que por el E se superpone a la lámina de Purrido mediante un cabalgamiento. El klippe de Xudracos (Fig. 2, 3) está formado por gneises cuarzo-feldespáticos asimilables a los Gneises Bandeados o Gneises de Chímparra, que cabalgan sobre materiales de la lámina de Purrido. La disposición de estos tres klippe prueba que el cabalgamiento basal del Manto de Cabo Ortegale intersecta el techo del sistema formado por las láminas inferiores. Por último, el klippe de Amido (Fig. 2, 4) está constituido en su parte inferior por Anfibolitas de Purrido y en la superior por gneises cuarzo-feldespáticos asimilables a los Gneises de Chímparra del Manto de Cabo Ortegale. Como en los casos anteriores, un cabalgamiento fuera de secuencia sitúa este conjunto de rocas inmediatamente por encima de los materiales de la lámina de Río Baio. Por el N, las rocas del klippe se encuentran limitadas por una falla inversa de alto ángulo, de edad posiblemente alpina.

Otros cabalgamientos “fuera de secuencia” pueden reconocerse en diferentes localidades, como en el área de Espasante (ver cortes en Fig. 7). No obstante, estas estructuras no producen una modificación sustancial en la estructura general del sistema de láminas.

El conjunto de estas láminas se encuentra deformado por una fase de replegamiento general representada por pliegues abiertos de escala cartográfica que en algunos sectores, como en los alrededores de Espasante (ver mapa geológico y Fig. 7), llegan a ser bastante apretados.

La estructura interna de las láminas inferiores del Complejo de Cabo Ortegale

Dejando aparte la lámina de Moeche, cuya estructura interna se encuentra fuertemente condiciona-

da por su carácter de melange, la fábrica de las rocas que constituyen las láminas de Purrido y Espasante muestra una distribución semejante, con independencia de las diferencias litológicas. Así, en ambas láminas las rocas muestran una foliación bien desarrollada y paralela a sus límites. En general, no se observan pliegues menores relacionados con la foliación. La deformación se incrementa desde la parte superior de la lámina, constituida por rocas con fábricas miloníticas, a la inferior, donde se desarrollan ultramilonitas y filonitas que derivan de aquellas por deformación extrema. El cambio textural desde milonitas a ultramilonitas se encuentra condicionado por una disminución del tamaño de grano y la imposición de una uniformidad en su tamaño. La transición entre milonitas y ultramilonitas es gradual y rápida y se corresponde con el límite de una zona de cizalla dúctil o un cabalgamiento.

La reactivación tectónica de las ultramilonitas da lugar a la formación de filonitas mediante el desarrollo de una nueva foliación acompañada de retrogradación y alteración de los minerales. La roca resultante posee un tamaño de grano muy fino y tiene el aspecto de un esquisto cuarzoso o de una filita. La nueva foliación se presenta como un ‘slaty cleavage’; los planos de clivaje muestran una concentración de material opaco, que indica la actuación de un mecanismo de disolución por presión (Figs. 3C y 4D). Se observan con frecuencia porciones lenticulares de milonitas o ultramilonitas, indicando que las filonitas derivan de su reactivación (Fig. 3C y 4E); este hecho es concordante con la situación de estas rocas sobre las superficies de cabalgamiento, donde forman bandas de anchura decamétrica, y con el carácter sincinemático de minerales de bajo grado metamórfico (Chl, principalmente).

Las características estructurales que se acaban de mencionar (desarrollo de una foliación paralela a los límites de las láminas, cambios texturales hacia la base de las láminas, ausencia de pliegues asociados al desarrollo de la foliación) indican que estos cabalgamientos poseen un carácter de contactos tectónicos mayores, en los que tiene lugar un importante incremento de la deformación hacia la base de las láminas cabalgantes (Rathbone et al. 1983).

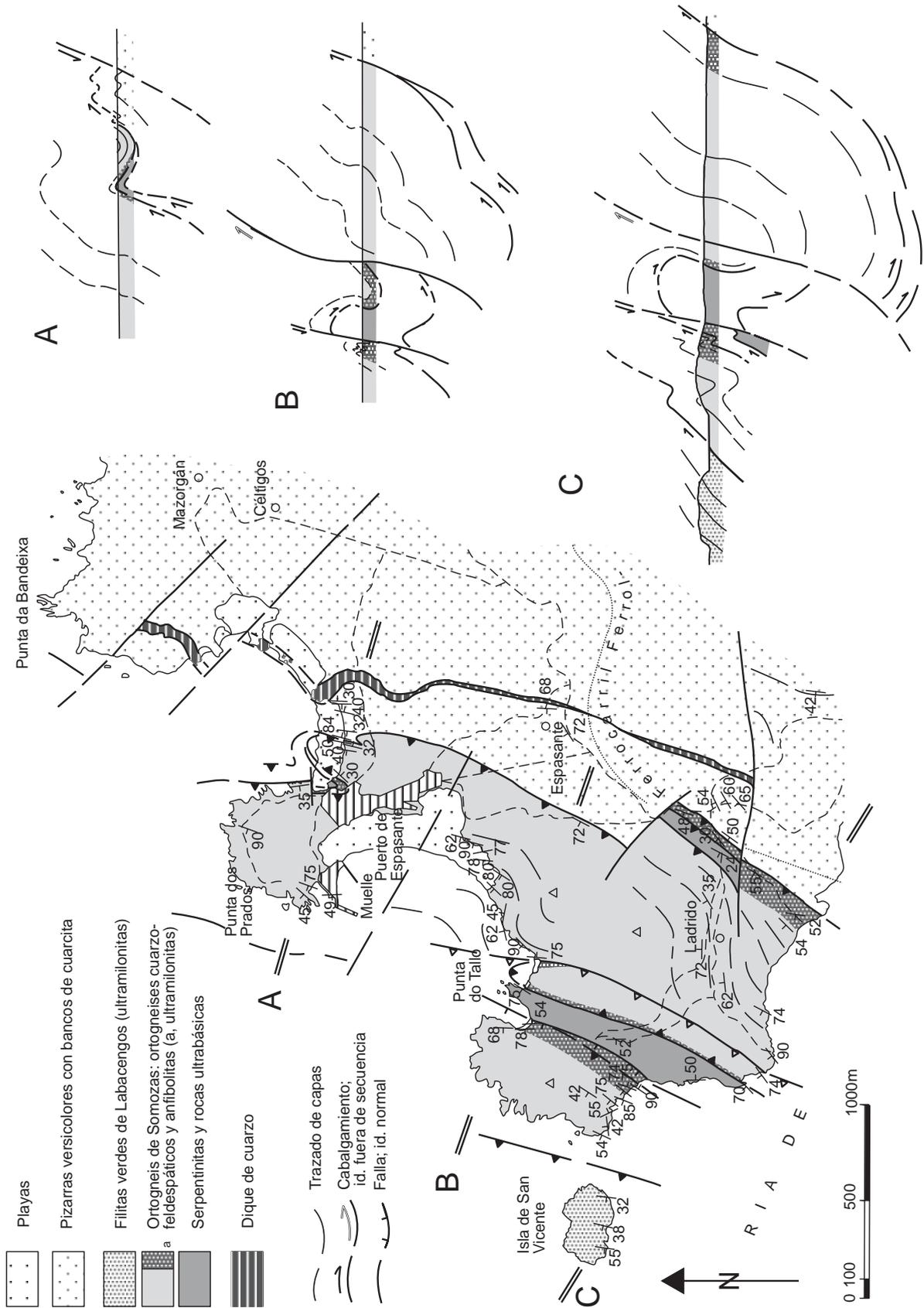


Figura 7. Mapa geológico del sector de Espasante.

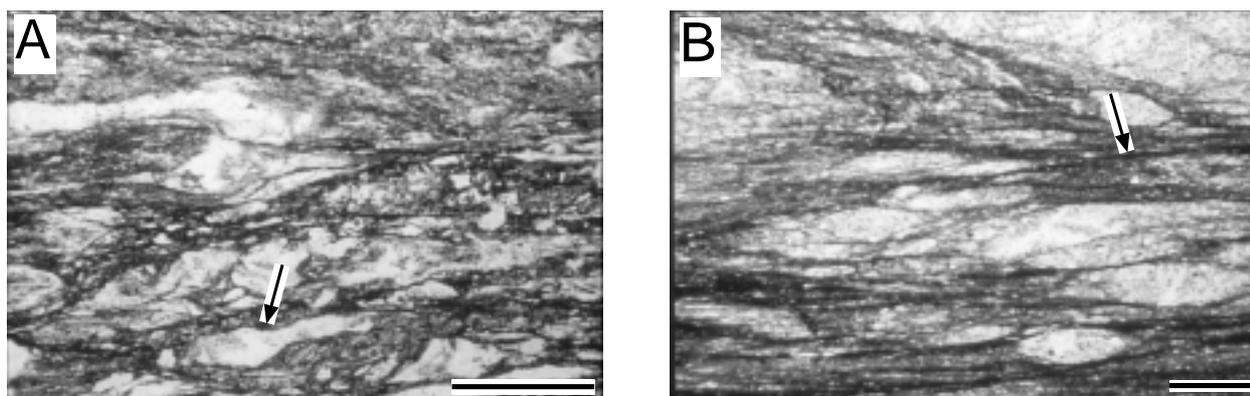


Figura 8. Microfotografías de las filonitas del cabalgamiento basal de la lámina de Río Baio (luz natural; longitud de la barra igual a 1 mm). La roca está constituida por una matriz micácea de grano muy fino que engloba fragmentos ricos en cuarzo. La foliación filonítica muestra un grado de desarrollo variable (comparar A y B). Se observan evidencias de la actuación de procesos de disolución por presión, tales como fragmentos con bordes cuspidados (flecha en A) y finas láminas oscuras enriquecidas en residuos insolubles (flechas en B). A) Muestra AF135/136B, carretera de Ladrado a Montecalvelo; B) Muestra AF149, alrededores de Pereira, al O de Suapena.

Aunque, tal como se acaba de indicar, la estructura interna general de las láminas de Purrido y Espasante es semejante, las características de la foliación que se desarrolla en ellas es diferente. Así, las Anfibolititas de Purrido muestran una foliación homogénea muy penetrativa que va acompañada por una lineación mineral (definida por Hbl/Pl) bien desarrollada. Sin embargo, en los Ortogneises de Somozas la foliación muestra un desarrollo desigual y la lineación mineral se encuentra poco desarrollada, siendo en muchos casos difícil de observar en el campo.

Estructura de la lámina de Río Baio

La lámina de Río Baio se encuentra limitada a muro y techo por cabalgamientos. El cabalgamiento basal se dispone paralelo a la sucesión alóctona y corta a los pliegues de primera fase de deformación situados en el flanco oeste del Antiforme del Olló de Sapo. A todo lo largo del trazado del cabalgamiento basal se sitúa una banda de filonitas de potencia variable (50 -120 m).

La estructura interna de la lámina se caracteriza por el desarrollo generalizado de un clivaje pizarroso, muy penetrativo en las filitas y más grosero en las rocas cuarzo-feldespáticas. En la cartografía no se ponen de manifiesto pliegues a gran escala relacionados con esta foliación; no obstante, Bastida et al. (1993) describen en el corte de la costa pliegues asociados con esta microestructura y en algunas lo-

calidades del interior se observan relaciones estratificación/clivaje propias de flanco inverso.

El clivaje se encuentra parcial o totalmente obliterado debido al desarrollo de filonitas en bandas discretas que se distribuyen por toda la sucesión. Esta filonitización es particularmente intensa en los 100 m basales de la lámina de Río Baio, donde las rocas muestran una fábrica tectónica peculiar caracterizada por la presencia de una intensa foliación desarrollada en el material pelítico que rodea cuerpos lenticulares de roca más rica en cuarzo. En el campo se observan micropliegues intrafoliares fuertemente deformados, relacionados con el desarrollo de la foliación. La lineación mineral no se encuentra bien desarrollada y los criterios cinemáticos no son muy abundantes. A escala microscópica, la foliación filonítica está definida por la existencia de dominios en los que se concentran filosilicatos (Chl y Ms) de muy pequeño tamaño y fuertemente orientados, dominios cuarzosos con abundantes subgranos y finas láminas negras formadas por la concentración de material carbonoso (Fig. 8). Estas láminas rodean a los dominios cuarzosos, en cuyos bordes se desarrollan las morfologías cuspidadas características de la disolución por presión (Fig. 8A).

Dallmeyer et al (1997) obtienen edades de ca. 316, 313 y 309 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre Ms o roca total) para metasedimentos y metavulcanitas de las láminas de Río Baio y Verín, y del autóctono de esta última, respectivamente. Dichos autores interpretan estas

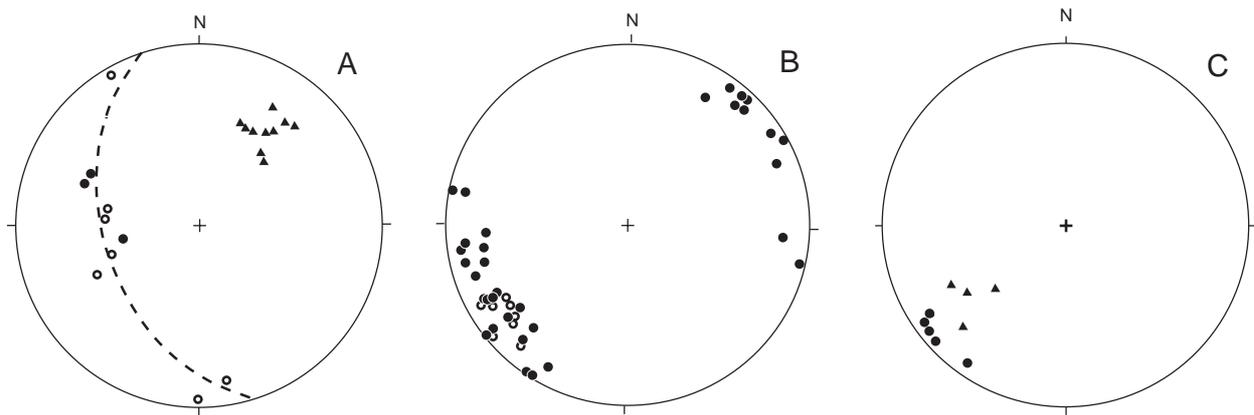


Figura 9. Proyección estereográfica de elementos estructurales en las láminas de Purrido y Río Baio. A) Lineación mineral en las Anfibolitas de Purrido (triángulos) (alrededores de la Playa de Rodo) y lineación mineral (círculos rellenos) y ejes de pliegues con charnelas curvadas (círculos) en las Ultramilonitas y filonitas de Labacengos (Isla de San Vicente, ría de Ortigueira); la línea discontinua representa el plano medio de la foliación en esta última localidad. B) Ejes de pliegues menores asimétricos y vergentes al SE, con charnelas ligeramente curvadas, en el extremo oriental de la playa de Rodo (círculos rellenos) y en los alrededores de Mestas (círculos), desarrollados en las Ultramilonitas y filonitas de Labacengos. C) Líneas de corte entre fallas y estratificación en cuñas tectónicas (círculos) y lineaciones minerales (triángulos) en las filonitas asociadas al cabalgamiento de la lámina de Río Baio, en la playa de Picón.

edades, más jóvenes que las obtenidas para la deformación en rocas del entorno, como el resultado de un rejuvenecimiento en relación con un evento térmico (intrusión de granitos) posterior a la formación de la foliación principal en dichas rocas. Una interpretación alternativa sería considerar que el emplazamiento de estas unidades alóctonas tuvo lugar posteriormente al emplazamiento de los complejos. Esta interpretación haría compatibles estos datos de edad con el hecho de que los cabalgamientos basales de Río Baio y Verín (ver Farias, 1990 para la descripción de este último) corten pliegues previos y posean por tanto características de cabalgamientos fuera de secuencia.

Aproximación a la cinemática de las láminas

Los datos existentes sobre la cinemática de las láminas inferiores del Complejo de Cabo Ortegal son muy fragmentarios. En la lámina de Purrido, la lineación mineral desarrollada en condiciones anfíbolíticas de metamorfismo, en las anfibolitas de Purrido, es muy constante a escala del afloramiento, aunque su dirección varía de unos sectores a otros (N30E en el sector occidental de la costa, ver figura 9A, y de N60E a N40E en los afloramientos más meridionales). Existen numerosos criterios cinemáticos (porfiroblastos rotados, bandas de cizalla de tipo C') que indican siempre un desplaza-

miento hacia el NE del bloque superior (asumiendo condiciones de deformación no coaxial). En relación con el cabalgamiento basal de esta lámina, en las ultramilonitas y filonitas de Labacengos, la orientación de la lineación mineral y de pliegues de escala métrica con charnelas curvadas indican un desplazamiento en sentido N70E (Fig. 9A). Dado que estas últimas rocas se encuentran equilibradas en condiciones propias de los esquistos verdes, puede suponerse una rotación horaria en la dirección de avance de la lámina durante su ascenso. Esta supuesta rotación se ve apoyada por las estructuras formadas en los últimos estadios en el emplazamiento de la lámina. Así, en muchas localidades se observan pliegues de escala decimétrica que deforman la foliación de las ultramilonitas, relacionándose con el proceso de filonitización asociado al cabalgamiento basal de la lámina o a cabalgamientos menores que se forman dentro de ella. Se trata de pliegues asimétricos de charnelas rectilíneas o ligeramente curvadas, con 'vergencia' constante hacia el E. Éstos son particularmente importantes en el extremo occidental del área estudiada (extremo E de la playa de Rodo), donde indican un desplazamiento de techo hacia el SE (Fig. 9B); también se encuentran en los afloramientos más orientales de las Ultramilonitas y filonitas de Labacengos (p.e., cerca de Mestas) donde indican un desplazamiento en idéntico sentido (Fig. 9B).

No se han observado criterios cinemáticos de campo que permitan precisar la dirección de emplazamiento de la lámina de Espasante. Las lineaciones minerales medidas se sitúan paralelamente a la lineación de intersección y tienen una dirección aproximada NNE-SSO. Su interpretación no puede realizarse en ausencia de un análisis microestructural más detallado.

Las filonitas basales de la lámina de Río Baio muestran una lineación débil con una orientación constante hacia el NE (Fig. 9C) y los criterios cinemáticos relacionadas con su formación (estructuras de tipo C') indican un movimiento del bloque de techo en este sentido. Los últimos movimientos, relacionados con estructuras más frágiles en las filonitas (cuñas a escala centimétrica) proporcionan un sentido de movimiento hacia el SE (Fig. 9C). Este sentido de movimiento coincide con el que se deduce en la cartografía a partir de la posición de las líneas de corte entre el cabalgamiento de Río Baio y los pequeños retazos de rocas silúricas situadas inmediatamente por debajo de éste.

En resumen, los datos de que se dispone sugieren una componente hacia el E para el sentido de emplazamiento de las láminas cabalgantes, rotando en sentido horario desde una dirección NE a SE en condiciones de deformación progresivamente más superficiales.

Las fallas tardías

El área estudiada se encuentra afectada por una red de fracturas relativamente densa que tiene una influencia importante en el modelo cartográfico final. Este conjunto está formado por varios sistemas de fallas y fallas individuales, con diferente geometría, orientación y edad.

La falla más antigua es la de Rodo-Amido (Fig. 2, A), que constituye el límite sur del Complejo de Cabo Ortegal. Esta falla ha debido jugar inicialmente como una falla normal que produce el hundimiento del bloque norte. Su largo trazado es en parte sinuoso, debido a dos pliegues de tercera fase de deformación que la afectan, y rectilíneo al Este de su intersección con la falla de Ortigueira; en este último sector ha debido jugar posteriormente como falla inversa.

La falla de Ortigueira (Fig. 2, B) es una fractura subvertical de largo trazado NE-SW, que desplaza

a la falla de Rodo-Amido y está afectada por el sistema de fallas de dirección NO-SE. Se trata de una falla normal que produce un hundimiento del bloque O del orden de 1000 m. Muy posiblemente esta falla se prosigue hacia el Norte en la plataforma del margen cantábrico, donde Lamboy y Depeble (1975) localizan una falla con la misma orientación que afecta a los materiales mesozoicos y terciarios de la plataforma.

El mapa muestra la existencia de una densa red de fallas de dirección NO-SE, verticales y de desgarre levógiras. Varias de estas fallas afectan al trazado de la falla de Ortigueira, mientras otras son cortadas por ella. Entre esta últimas, la Falla de Peña Taboada (Fig. 2, C) provoca el hundimiento del bloque norte con una apreciable componente de desplazamiento horizontal levógiro, que explica el desplazamiento cartográfico del cabalgamiento de Espasante.

Al Sur de la zona estudiada se encuentra la falla de Pedroso-As Pontes (Fig. 2, D), cuya traza ha podido establecerse con precisión al Oeste de esta última localidad. Se trata de una falla de largo y sinuoso trazado, que se ha interpretado como una falla de dirección dextrógiro. En efecto, su importante componente horizontal se pone de manifiesto por el desplazamiento de la traza cartográfica de las cuarcitas de la lámina de Río Baio, al Sur del área estudiada. Esta falla se encuentra jalonada por cuencas rellenas por depósitos terrígenos de edad terciaria (Oligoceno superior-Neógeno?), entre las que destaca la cuenca de As Pontes. Asociados a esta estructura se han descrito cabalgamientos que superponen el basamento paleozoico sobre los sedimentos terciarios de la citada cuenca (Ferrús, 1994). En este mismo sentido deben interpretarse los cabalgamientos o fallas inversas de alto ángulo que aparecen en la parte sur-oriental del área estudiada; entre éstas se encuentra la parte oriental de la falla de Rodo-Amido, que ha rejugado como falla inversa para situar las grauvacas y filitas de la lámina de Río Baio sobre las rocas del klippe de Amido.

Asimismo, la Falla de Rodo-Amido ha podido sufrir una reactivación con componente horizontal de desplazamiento dextro que sería coetáneo con la falla de Pedroso-As Pontes. En relación con este movimiento podría explicarse el conjunto de fallas

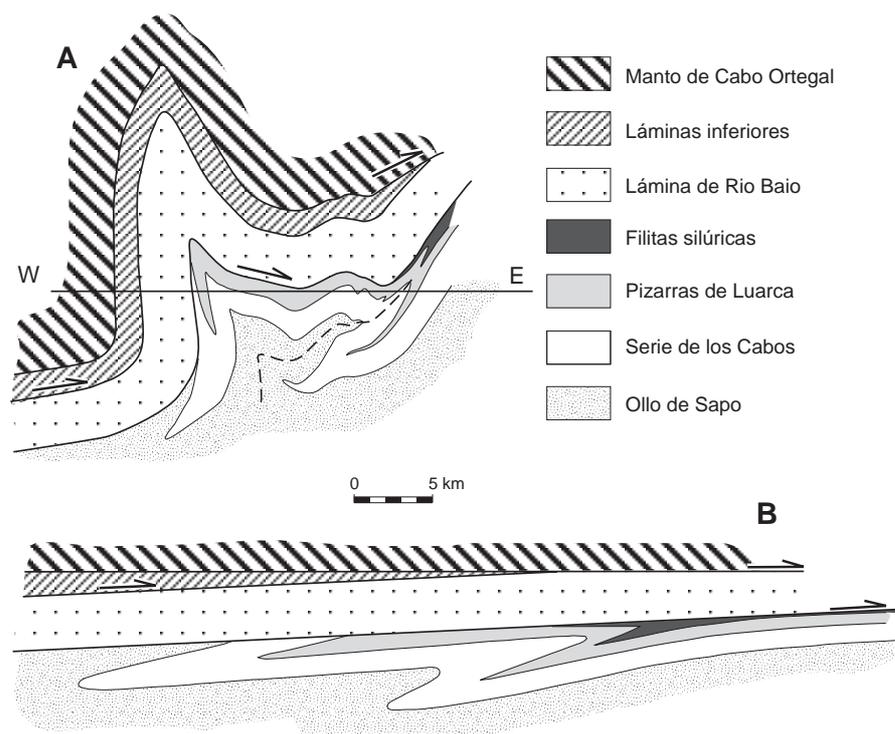


Figura 10. A) Corte esquemático realizado inmediatamente al S del Complejo de Cabo Ortegal, mostrando las relaciones entre las láminas cabalgantes y su autóctono, previamente a la actuación de la falla de Valdoviño y eliminadas las intrusiones graníticas. Estructura del autóctono (antiforme del Olla de Sapo) basada en Aller y Bastida (1996) y en datos propios. B) Restauración del corte A, eliminando la tercera fase de deformación hercínica.

inversas que se reconocen al Sur de Moeche cuyo trazado se une cartográficamente a dicha falla. En este sistema debería incluirse el cabalgamiento del Alto de Gradoy (ver mapa geológico), que corta de forma anómala a la sucesión del autóctono.

Discusión y conclusiones

Las características litológicas y en su caso geoquímicas de las láminas inferiores del Complejo de Cabo Ortegal permiten afirmar que las láminas de Purrido y Moeche derivan de un sistema de arco, representando la primera una ofiolita obducida y la segunda una mélangé relacionada con un prisma de acreción. Ambas láminas se habrían emplazado sobre el margen pasivo de Gondwana durante la colisión que dió lugar a la Cordillera Varisca. La lámina de Espasante podría derivar del mismo margen pasivo adelgazado. Consecuentemente, el conjunto de las láminas inferiores del Complejo de Cabo Ortegal debe representar una zona de sutura de esta Cordillera (Marcos y Farias, 1997).

Esta asociación de láminas es comparable a la descrita en el Complejo de Ordenes por Martínez Ca-

talán et al. (1996). Así, las rocas que forman las láminas de Purrido y Moeche son comparables a las incluidas en las denominadas “unidades ofiolíticas” por estos autores. La lámina de Espasante es correlacionable con las “unidades basales”, establecidas por los mismos autores en dicho complejo. El orden de superposición de las láminas es asimismo comparable.

Por lo que respecta a la Lámina de Río Baio, las características litológicas de las series de Loiba y Queiroga permiten establecer su similitud con los grupos Nogueira y Paraño descritos en el Area Esquistosa de Galicia Central (Marquínez, 1984) y en el Sinforme de Verín (Farias, 1990), así como en la región portuguesa de Tras-os-Montes (Ribeiro, 1974). En consecuencia, deben formar parte del Dominio Esquistoso de Galicia-Tras os Montes (Farias et al., 1987), también denominado “parautóctono” de los complejos catazonales por Ribeiro et al. (1990). Por otra parte y tal como se muestra en el corte esquemático de la figura 10, su posición estructural con respecto al complejo de Cabo Ortegal es idéntica, a escala regional, a la establecida para el citado “parautóctono” respecto a los complejos de Ordenes, Bragança y Morais (Ribeiro et

al., op.cit., Martínez Catalán et al., 1996). Asimismo, las relaciones geométricas de esta lámina con su autóctono relativo, el antiformal del Olla de Sapo, son similares a las descritas para el cabalgamiento basal de la Zona de Galicia-Tras os Montes (Farias et al., op. cit.) en el Sinforme de Verín (Farias, 1987, 1990). En efecto, en ambas áreas, la lámina que constituye el autóctono relativo o paraúctono de los complejos corta a pliegues isoclinales acostados de dimensiones kilométricas (ver Fig. 10), formados durante la primera fase de deforma-

ción hercínica (Matte, 1967). De acuerdo con la reconstrucción de la figura 10, la lámina de Río Baio estaría cortando hacia arriba los pliegues del autóctono. Posteriormente, el conjunto de estructuras fué afectado por un replegamiento general.

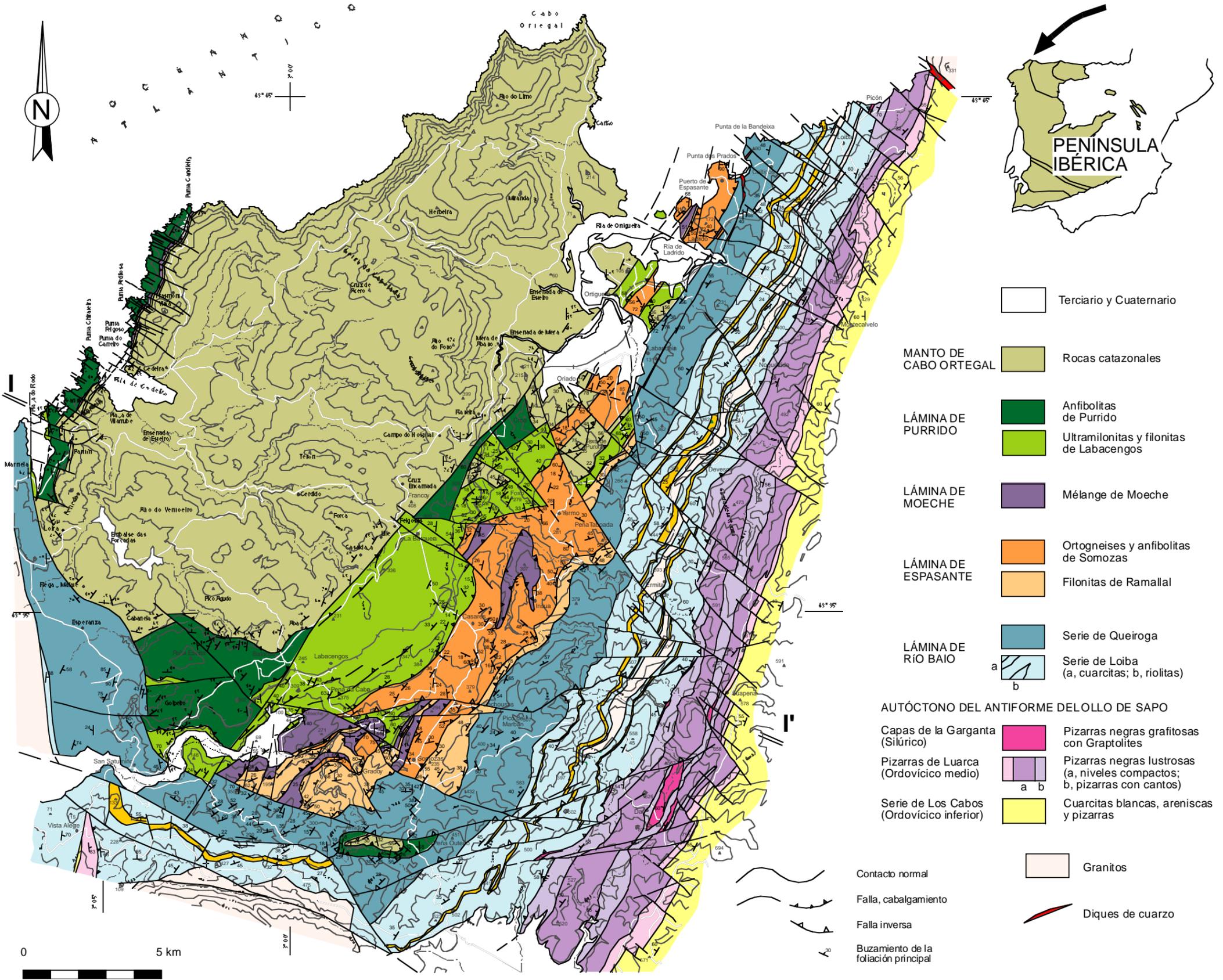
Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado con cargo al proyecto DGE 95/PB 1052. Los autores agradecen la revisión crítica del manuscrito original, realizada por Sergio Llana Funes y un revisor anónimo.

Bibliografía

- Aller, J. A. y Bastida, F. (1996): Geology of the Olla de Sapo antiform unit to the south of the Cabo Ortegal Complex (NW Spain). *Rev. Soc. Geol. Esp.* 9 (3-4): 183-196.
- Arce Duarte, J. M. y Fernández Tomás, J. (1976): Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja n.º 8 (7-3) (Vivero) y memoria explicativa, 45 p. *Inst. Geol. Min. España.*, Madrid.
- Arce Duarte, J. M., Fernández Tomás, J. y Monteserín López, V. (1977): Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja n.º 7 (7-2) (Cillero) y memoria explicativa, 47 p., *Inst. Geol. Min. España.*, Madrid.
- Arenas, R. (1983): Milonización y retrometamorfismo en los cizallamientos del Macizo básico/ultrabásico alóctono de Cabo Ortegal (Cadena Herciniana Ibérica, NW de España). *Estudios geol.*, 39: 31-39.
- Arenas, R. (1988): Evolución petrológica y geoquímica de la Unidad alóctona inferior del Complejo metamórfico básico-ultrabásico de Cabo Ortegal (Unidad de Moeche) y del Silúrico paraúctono, Cadena Herciniana Ibérica (NW de España). *Corpus Geol. Gallaeciae*, 4: 1-545.
- Arenas, R. (1991): Opposite P, T, t paths of Hercynian metamorphism between the upper units of the Cabo Ortegal Complex and their substratum (north-west of the Iberian Massif). *Tectonophysics*, 191: 347-364.
- Arenas, R. y Peinado, M. (1981): Presencia de pillow-lavas en las metavolcanitas submarinas de las proximidades de Espasante, Cabo Ortegal, NW de España. *Cuad. Geol. Ibérica*, 7: 105-119.
- Arenas, R. y Peinado, M. (1984): Los grupos litológicos principales y la evolución del metamorfismo de la Unidad alóctona inferior del Macizo de Cabo Ortegal (Unidad de Moeche) y de su autóctono relativo (Galicia, NW de España). *I Cong. Esp. Geol.*, 2: 49-61.
- Arenas, R., Gil Ibarra, J. I., González Lodeiro, F., Klein, E., Martínez Catalán, J. R., Ortega Gironés, E., Pablo Maciá, J. G. y Peinado, M. (1986): Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. *Hercynica*, II(2): 87-110.
- Arps, C. E. S., van Calsteren, P. W. C., Hilgen, J. D., Kuijper, R. P. and Den Tex, E. (1977): Mafic and related complexes in Galicia: an excursion guide. *Leidse Geol. Meded.*, 51: 63-94.
- Bastida, F., Aller, J. and Fernández Viejo, G. (1993): The structure of the Olla de Sapo antiform in the Cantabrian coast (NW Spain). *Rev. Soc. Geol. España*, 6(3-4): 93-103.
- Bastida, F., Marcos, A., Marquinez, J., Martínez Catalán, J. R., Pérez-Estaún, A. y Pulgar, J. A. (1984): Mapa Geológico de España E. 1:200.000, Hoja n.º 1 (2-1) (La Coruña) y memoria explicativa, 155 p., *Inst. Geol. Min. España.*, Madrid.
- Bayer, R. and Matte, P. (1979): Is the mafic/ultramafic massif of Cabo Ortegal (northwest Spain) a nappe emplaced during a Variscan obduction? - A new gravity interpretation. *Tectonophysics*, 57: 9-18.
- Blundy, J. D. and Sparks, R. S. J. (1992): Petrogenesis of mafic inclusions in granitoids of the Adamello Massif, Italy. *Jour. Petrol.*, 33: 1039-1104.
- Brodie, K. H. and Rutter, E. H. (1985): On the Relationship between Deformation and Metamorphism, with special reference to the behavior of basic rocks. In: A. B. Thompson & D. C. Rubie (Eds), *Metamorphic reactions. Kinetics, textures and deformation*, 138-179. Springer-Verlag.
- Campbell, I. H. and Turner, J. S. (1985): Turbulent mixing between fluids with different viscosities. *Nature*, 313: 39-42.
- Capdevila, R. (1969): *Le metamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord orientale (NW de l'Espagne)*. Thèse Univ. Montpellier, 430 pp.
- Cowan, D. S. (1985): Structural styles in Mesozoic and Cenozoic mélanges in the western Cordillera of north América. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96: 451-462.
- Charvet, J. and Ogawa, Y. (1994): Arc-trench tectonics. In: P. L. Hancock (Ed), *Continental deformation*, 180-199. Pergamon.
- Dal Imeyer, R. D., Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Gil Ibarra, J. I., Gutiérrez Alonso, G., Farias, P., Bastida, F. and Aller, J. (1997): Diachronous variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: evidence from ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of regional fabrics. *Tectonophysics*, 277: 307-337.
- Den Tex, E. (1980): Un esquema del estado actual de la investigación geológica en Galicia. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 1: 48-71.
- Den Tex, E. (1981): A geological section across the Hesperian Massif in western and central Galicia. *Geol. Min.*, 60: 33-40.
- Engels, J. P. (1972): The catazonal poly-metamorphic rocks of the Cabo Ortegal (NW Spain): a structural and petrofabric study. *Leidse Geol. Meded.*, 48: 1-133.
- Farias, P. (1987): La estructura herciniana del sector oriental del Sinclinal de Verín. Los cabalgamientos de Verín y Pradocabalos. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11: 295-303.
- Farias, P. (1990): La geología de la Región del Sinforme de Verín (Cordillera Herciniana, NW de España). *Serie Nova Terra, Eds do Castro, La Coruña*, 2: 201 pp.
- Farias, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, F., Marquinez, J., Martín Parra, L. M., Martínez Catalán, J. R., Pablo Maciá, J. G. y Rodríguez Fernández, L. R. (1987): Aportaciones al conocimiento de la litostratigrafía y estructura de Galicia Central. *Mem. Mus. Lab. Min. Geol., Fac. Ciencias do Porto*, 1: 411-431.
- Fernández Pompa, F. y Monteserín López, V. (1976): Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja n.º 7 (6-3) (Cedeira) y memoria explicativa, 73 p. *Inst. Geol. Min. España.*, Madrid.
- Fernández Pompa, F. y Pira Rodríguez (1975): Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja n.º 22 (6-4) (Puentedeume). *Inst. Geol. Min. España.*
- Ferrús, B. (1994): Estructura de la cuenca de As Pontes (A Coruña). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19: 73-89.
- Foster, D. A. and Hyndman, D. W. (1990): Magma mixing and mingling between synplutonic mafic dikes and granite in the Idaho-Bitterroot Batholith. In: Anderson, J.L. (ed) *The nature of cordilleran magmatism*. *Geol. Soc. Am. Mem.* 174: 347-358.
- Gallastegui, G., Martín Parra, L. M., Pablo Maciá, J. G. de y Rodríguez Fernández, L. R. (1987): Las metavolcanitas del Dominio Esquistoso de Galicia Tras-os-Montes: petrografía, geoquímica y ambiente geotectónico (Galicia, NO de España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 12: 127-139.
- Gebauer, D. (1993): Intra-grain zircon dating within the Iberian Massif: Olla de Sapo augengneisses, bimodal gneisses from the Massif de Guilleries (Girona), graywacke of the Tentudía Group (serie Negra, SW Spain) and the HP/HT-rock association at Cabo Ortegal (Galicia). *Com. XII Reunión Geol. Oeste Peninsular Univ. Evora*, 2: 41-46.

- Gebauer, D., Martínez García, E. and Hepburn, J. C. (1993): Geodynamic significance, age and origin of the Olla de Sapo Augengneiss (NW Iberian Massif, Spain). *Annual meeting GSA, Boston, Abst. with Prog.*, A-342.
- Hsü, K. J. (1968): The principles of melanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 79: 1063-1064.
- Iglesias, M. y Robardet, M. (1980): El Silúrico de Galicia Media-Central. Su importancia en la paleogeografía Varisca. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 1: 99-115.
- Iglesias, M., Ribeiro, M. L. y Ribeiro, A. (1983): La interpretación aloctonista de la estructura del NW peninsular. In: *Geología de España*, 1:459-467, *Inst. Geol. Min. de España*, Madrid.
- Kretz, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.
- Lamboey, M. et Dupeuble, P. A. (1975): Carte géologique du plateau continental nord-ouest espagnol entre le canyon Aviles et la frontière portugaise. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7: 442-461
- Marcos, A. y Philippot, A. (1972): Nota sobre el Silúrico del occidente de Asturias (NW de España). *Brev. Geol. Astur.*, 16 (3): 39-42, Oviedo.
- Marcos, A. y Farias, P. (1997): La estructura de la sutura varisca en la transversal de Cabo Ortegal (NW de España). In: *Evolução geológica do Maciço Ibérico e seu enquadramento continental* (C.C. Pires, M. E. P. Gomes y C. Coke, Eds). *Com. XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular, VilaReal-Portugal*, 109-114.
- Marshall, D. B. and McLaren, A. C. (1977): Direct observation and analysis of dislocations in experimentally deformed plagioclase feldspars. *J. Mater. Sci.*, 12: 893-903.
- Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Díaz García, F., Rubio Pascual, F. J., Abati, J. and Marquínez, J. (1996): Variscan exhumation of a subducted Paleozoic continental margin: The basal units of the Ordenes Complex, Galicia, NW Spain. *Tectonics*, 15: 106-121.
- Martínez García, E., Fernández Pompa, F., Arce, M., Fernández Martínez, F., Fernández Tomás, J. y Monteserín, V. (1975): Nuevos datos para la interpretación del complejo básico de Cabo Ortegal (Galicia, noroeste de España). *Tecniterrae*, 7: 8-12.
- Marquínez, J. L. (1984): *La geología del Area Esquistosa de Galicia Central (Cordillera Herciniana, NW de España)*. *Mem. Inst. Geol. Min. España.*, 100, 231 pp.
- Matte, P. (1968): La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Geol. Alp.*, 44: 157-280.
- Meer Mohr, C. G. Van der (1975): The Palaeozoic strata near Moeche in Galicia, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 49: 32-37.
- Moore, J. C. and Byrne, T. (1987): Thickening of fault zones: a mechanism of melange formation in accreting sediments. *Geology*, 15: 1040-1043.
- Nobllett, J. B. and Staub, M. W. (1990): Mid-Proterozoic lamprophyre comingled with late-stage granitic dikes in the anorogenic San Isabel batholith, Wet Mountains, Colorado. *Geology*, 18: 120-123.
- Peucat, J. J., Bernard-Griffiths, J., Gil Ibarguchi, J. I., Dallmeyer, R. D., Ménot, R. P., Cornichet, J. and Iglesias Ponce de León, M. (1990): Geochemical and geochronological cross section of the deep Variscan crust: The Cabo Ortegal high-pressure nappe (northwestern Spain). *Tectonophysics*, 177: 263-292.
- Ramsay, J. G. (1987): *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill Book Co., 568 pp.
- Rathbone, P. A., Coward, M. P. and Harris, A. L. (1983): Cover and basement: A contrast in style and fabrics. *Geol. Soc. Am., Mem.*, 158: 213-223.
- Raymond, L. A. (1984): Classification of melanges. In: L. A. Raymond (Ed.), *Melanges: Their nature, origin and significance*. *Geol. Soc. Am. Special Paper*, 198: 7-20.
- Rast, N. and Wright Horton Jr., J. (1989): Mélanges and olistostromes in the Appalachians of the United States and mainland Canada. In: J. Wright Horton, Jr. & N. Rast (Eds.): *Mélanges and olistostromes of the U.S. Appalachians*. *Geol. Soc. Am. Special Paper*, 228: 1-15.
- Reche, J., Martínez, F. J. and Arboleya, M. L. (1998): Low- to medium-pressure Variscan metamorphism in Galicia (NW Spain): evolution of a kyanite-bearing synform and associated bounding antiformal domains. In: Treolar, P. J. and O'Brien, P. J. (eds). *What drives Metamorphism and Metamorphic Reactions?*. *Geol. Soc. London, Special Publ.*, 138: 61-79.
- Ribeiro, A., Pereira, E. and Dias, R. (1990): Structure in the NW of the Iberian peninsula. In: R. D. Dallmeyer & E. Martínez García (Eds), *Premesozoic Geology of Iberia*, 221-236. Springer-Verlag.
- Ries, M. and Shackleton, R. M. (1971): Catazonal complexes of northwest Spain and north Portugal, remnants of a Hercynian thrust plate. *Nature, Phys. Sci.*, 234: 65-68.
- Tate, M. C., Barrie Clarke, D., and Heaman, L. M. (1997): Progressive hybridisation between Late Devonian mafic-intermediate and felsic magmas in the Meguma Zone of Nova Scotia, Canada. *Contrib. Mineral Petrol.*, 126: 401-415
- Vogel, D. E. (1967): Petrology of an eclogite and pyrigarnite-bearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 40: 121-213.



PENÍNSULA
IBÉRICA

Terciario y Cuaternario

MANTO DE CABO ORTEGAL Rocas catazonales

LÁMINA DE PURRIDO Anfibolitas de Purrido Ultramilonitas y filonitas de Labacengos

LÁMINA DE MOECHE Mélange de Moeche

LÁMINA DE ESPASANTE Ortogneises y anfibolitas de Somozas Filonitas de Ramallal

LÁMINA DE RÍO BAIO Serie de Queiroga Serie de Loiba (a, cuarcitas; b, riolitas)

AUTÓCTONO DEL ANTIFORME DE LOLO DE SAPO

Capas de la Garganta (Silúrico) Pizarras negras grafitosas con Graptolites

Pizarras de Luarca (Ordovícico medio) Pizarras negras lustrosas (a, niveles compactos; b, pizarras con cantos)

Serie de Los Cabos (Ordovícico inferior) Cuarcitas blancas, areniscas y pizarras

Granitos

Diques de cuarzo

Contacto normal

Falla, cabalgamiento

Falla inversa

Buzamiento de la foliación principal

0 5 km