

La estructura varisca a través de la Zona Astur-occidental-leonesa (NO de la Península Ibérica)

F. Bastida¹ y J. Aller¹

1- Departamento de Geología, Universidad Oviedo, C./ Arias de Velasco s/n, 33005-Oviedo, España (bastida@geol.uniovi.es, aller@geol.uniovi.es)

CONTENIDOS

Introducción	102
Itinerario Geológico y Paradas	105
Transición de la Zona Cantábrica a la Zona Asturoccidental-leonesa: la Región del cabo de Peñas	105
Parada 1: <i>Bañugues: Pliegues de primera fase y otras estructuras asociadas</i>	109
Zona Asturoccidental-Leonesa	112
Paradas 2 y 3: <i>Sector de Luarca: estructuras D3 y kink-bands tardíos</i>	116
Parada 2: Playa del Portizuelo (Luarca)	117
Parada 3: Playa del Salinas (Luarca)	119
Parada 4: <i>Pliegues D1 en Tapia de Casariego</i>	122
Parada 4A: Pliegues D1 en el puerto de Tapia de Casariego	124
Parada 4B: Pliegues D1 en la Urbanización Entreplayas (Tapia de Casariego)	125
Parada 5: <i>Corte de la playa de Benquerencia: pliegues D1 acostados</i>	125
Parada 6: <i>Punta das Cabras: zona de cizalla basal del manto de Mondoñedo (D₂)</i>	128
Parada 7: <i>Puerto de Burela: Pliegues (D₁)</i>	133
Bibliografía	134
Apéndice	135

Introducción

El Macizo Ibérico ocupa una gran parte de la mitad occidental de la Península Ibérica y representa el sector de mayor extensión del Orógeno Varisco. Dentro de él, en la parte incluida en el NO de la Península, se pueden distinguir todas las zonas características de un orógeno (Fig. 1), desde las zonas externas en las cuales domina una tectónica epidérmica, representadas por la Zona Cantábrica, (ZC), a las más internas: Zona Asturoccidental-leonesa, Zona Centroibérica (ZCI) (Dominio del Olló de Sapo) y Zona de Galicia Tras os montes, donde existe deformación polifásica y metamorfismo y aparecen grandes extensiones ocupadas por rocas plutónicas. En este contexto, la Zona Asturoccidental-leonesa (ZAOL), que es el objeto principal de la presente guía, representa el comienzo de las zonas internas y muestra un aumento hacia el O del grado del metamorfismo regional orogénico, de la deformación interna de las rocas y de la importancia de los afloramientos de rocas graníticas. Desde el punto de vista estratigráfico, la ZAOL se caracteriza por el gran espesor que presenta la sucesión cambro-ordovícica (puede alcanzar 10 km), lo cual revela el desarrollo de un surco en esos periodos, asociado a un régimen extensional como consecuencia de su situación en un margen continental, probablemente el de Gondwana.

El objetivo de la excursión descrita en la presente guía es ilustrar la estructura global de la ZAOL, mediante la observación de los afloramientos de diversas localidades representativas situadas a lo largo del excelente corte transversal que ofrece la costa cantábrica. En la excursión se ha incluido una parada (Bañugues; región del Cabo Peñas) situada en la ZC, aunque muy cerca geológicamente de la ZAOL. Esta parada permite una aproximación al conocimiento de las características geológicas de la transición de la ZC a la ZAOL.

La estructura del corte, en el que se sitúan las localidades a visitar, se muestra en la Fig. 2. En ellas se observa la presencia de unos pliegues vergentes al E (primera fase de deformación varisca; D_1) y cortados por cabalgamientos (segunda fase; D_2), estando todo el conjunto afectado por pliegues suaves, aproximadamente rectos y particularmente visibles en la mitad occidental de corte (tercera fase; D_3). En dichas figuras se ilustran además las principales características geométricas de los pliegues D_1 en diversas localidades,

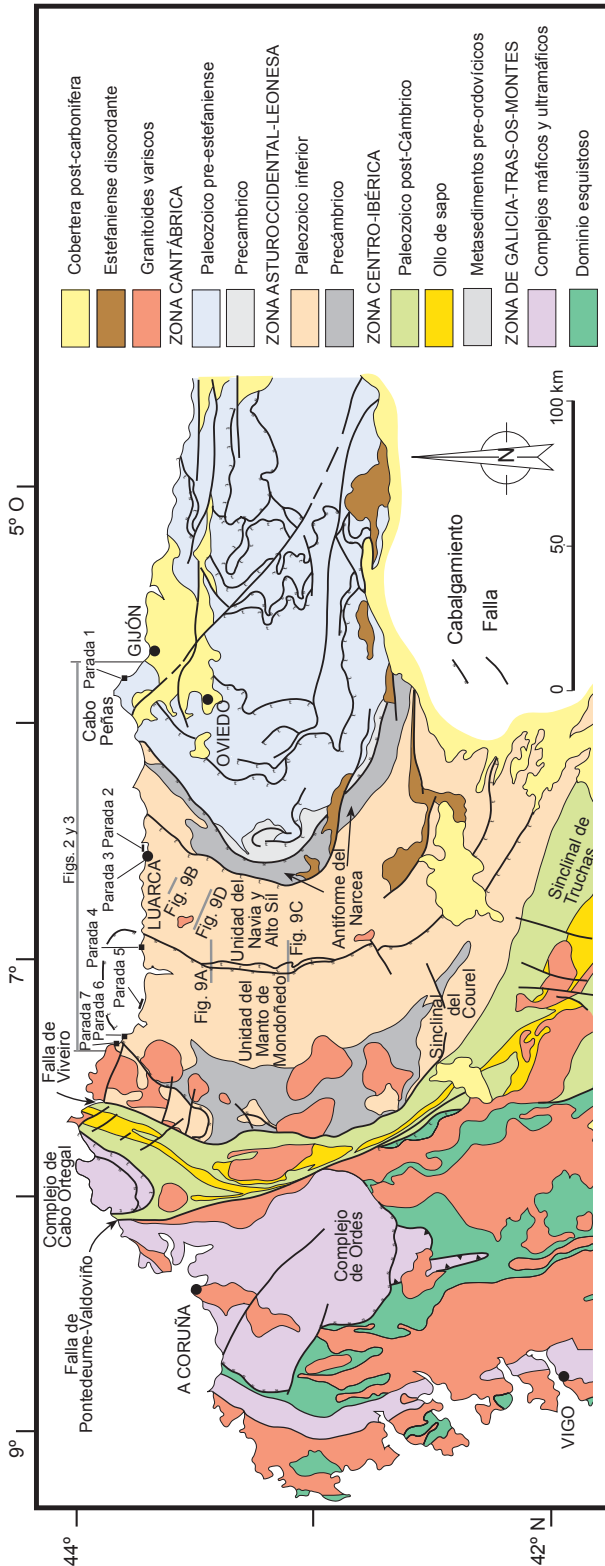


Figura 1. Esquema geológico del NO de la Península Ibérica. Incluye la localización del corte de las Figs. 2 y 3, de los cortes de la Fig. 9 y de las paradas de la excursión.

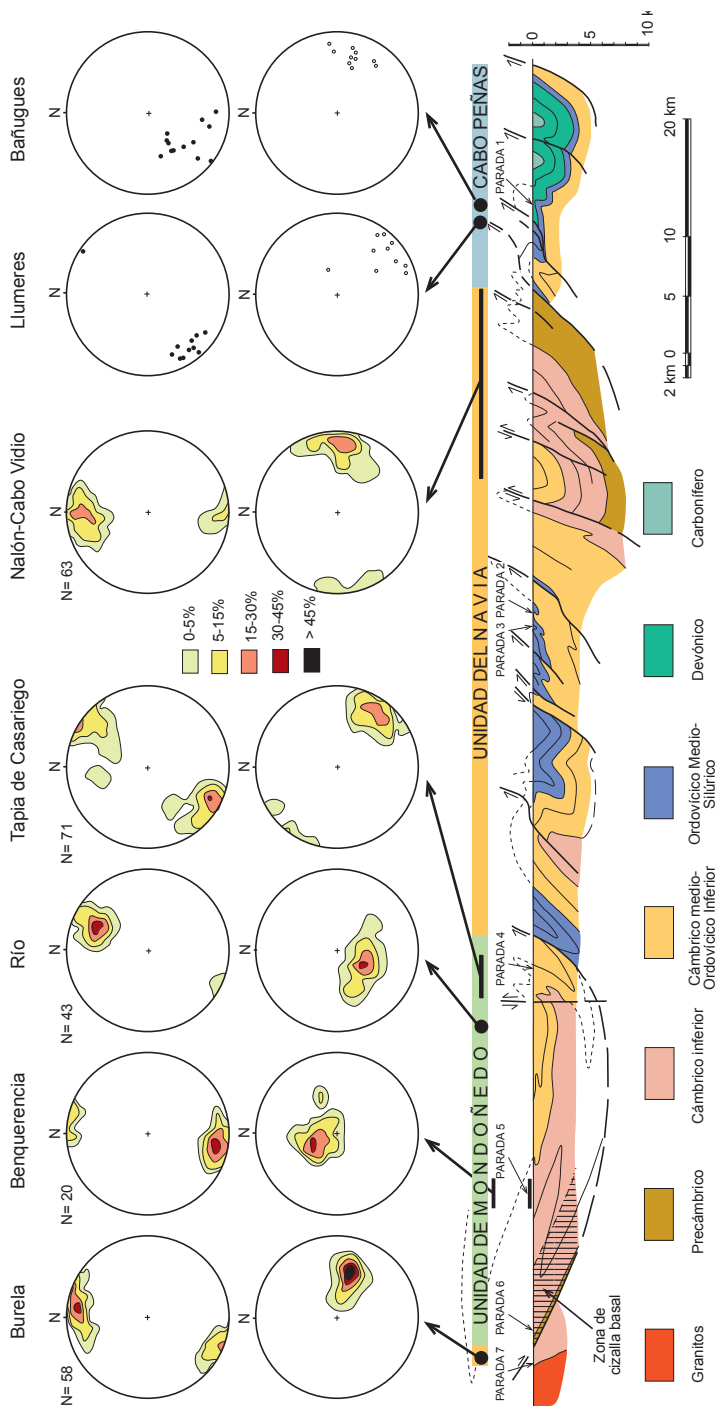


Figura 2. Corte geológico de la Zona Asturoccidental-leonesa y de la región de cabo Peñas a lo largo de la costa cantábrica con la proyección estereográfica de los ejes (fila superior) y de los planos axiales (fila inferior) de los pliegues D_1 de diversos sectores del corte (según Bastida et al., 2010). Se muestra además la situación de las paradas de la excursión. Localización del corte en la Fig.1.

incluyendo las que son objeto de visita. Estas características serán descritas más adelante.

ITINERARIO GEOLÓGICO Y PARADAS

Transición de la Zona Cantábrica a la Zona Asturoccidental-Leonesa: la Región del cabo de Peñas

La región del cabo Peñas, aunque situada dentro de la ZC, presenta unas características estratigráficas y estructurales que la acercan a la ZAOL. En la costa cantábrica, el límite entre ambas zonas está constituido por un cabalgamiento (cabalgamiento de la Espina) que aparece inmediatamente al E de la ría de Pravia y que sitúa las rocas siliciclásticas del Cámbrico inferior (Grupo Cándana) de la ZAOL sobre areniscas silúrico-devónicas (Formación Furada) de la ZC. Si bien geográficamente existe una cierta distancia entre el cabo Peñas y el afloramiento del citado cabalgamiento en la costa, geológicamente la distancia es mucho menor, ya que la geología de las inmediaciones del cabo Peñas se correlaciona perfectamente con la del cabo Vidrias, el cual se sitúa junto a la prolongación en el mar del cabalgamiento de la Espina. La distancia del cabo Peñas a este cabalgamiento es aparentemente mayor que la real, debido a que las rocas de los dos cabos citados han sido desplazadas por la falla postvarisca de Ventaniella, que es una falla de *strike-slip* que atraviesa la ZC con dirección NO-SE y que ha desplazado las rocas del cabo Peñas hacia el SE.

La Fig. 4 muestra que la región del cabo Peñas presenta una sucesión prácticamente completa desde el Ordovícico inferior hasta el Bashkiriense, constituida principalmente por una alternancia de formaciones siliciclásticas y carbonatadas. Mientras en la mayor parte de la ZC existe una laguna estratigráfica que implica la ausencia de rocas del Ordovícico Medio y Superior, esta laguna no se detecta en las inmediaciones del cabo Peñas, ya que existen dos formaciones (Formación Castro y Formación Luarca) que representan el citado periodo de tiempo. Si bien la presencia de rocas devono-carboníferas es propia de la ZC, siendo muy raras en la ZAOL, la existencia de una sucesión completa de rocas cambro-ordovícicas es característica de la ZAOL, y específicamente, las pizarras de la Formación Luarca son características de esta última zona. Apenas 15 km al sureste, en las inmediaciones del cabo Torres

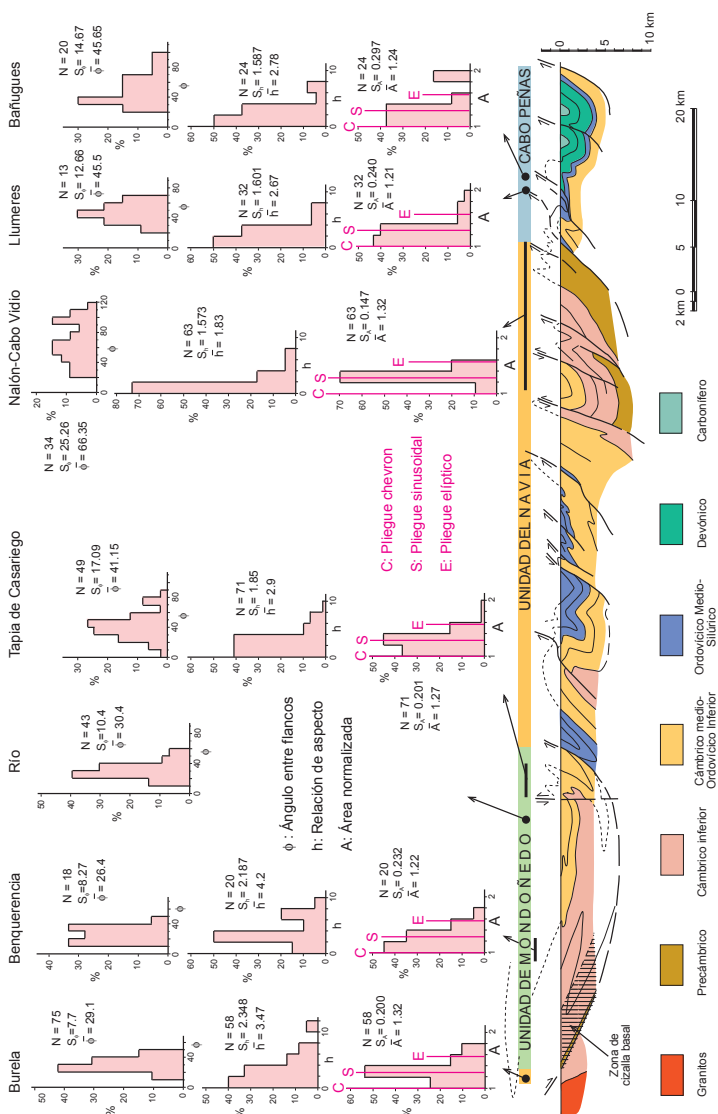


Figura 3. Corte geológico de la Zona Asturoccidental-leonesa y de la región de cabo Peñas a lo largo de la costa cantábrica con histogramas que muestran la distribución de frecuencia de los ángulos entre flancos (fila superior), las relaciones de aspecto y el área normalizada (véase apéndice) de los pliegues menores de diversos sectores del corte (según Bastida et al., 2010). Localización del corte en la Fig.1.

(Fig. 4), las pizarras silúricas de Formigoso se sitúan directamente sobre la cuarcita de Barrios (Ordovícico Inferior), existiendo por tanto la laguna característica de la ZC.

Un corte realizado a lo largo de la costa cantábrica entre cabo Peñas y cabo Torres, muestra dos sectores bien diferenciados separados por una falla vertical postvarisca que aparece en Luanco (Fig. 5). El sector occidental presenta claras afinidades estructurales con la ZAOL, distinguiéndose unos pliegues mayores vergentes al E

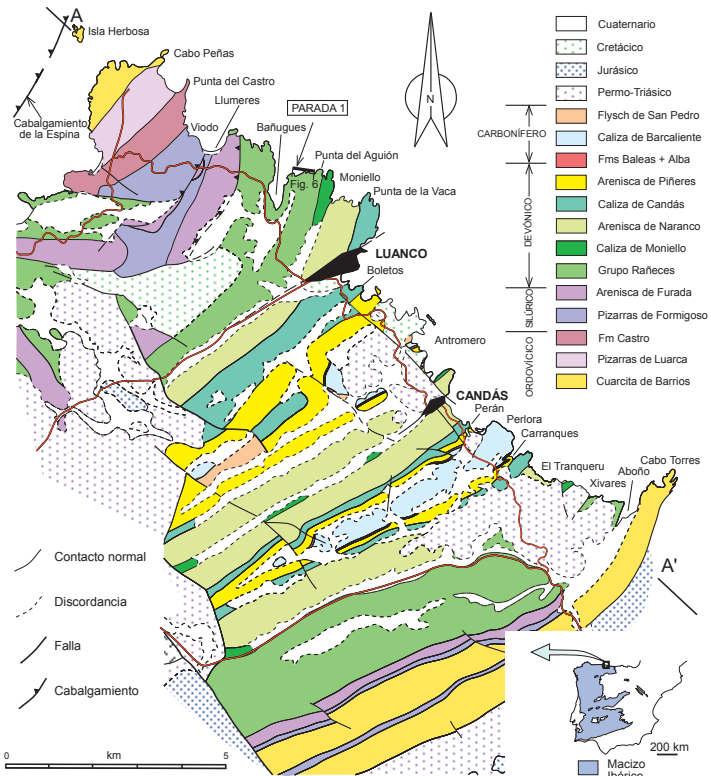


Figura 4. Mapa geológico de la región comprendida entre cabo Peñas y cabo Torres con la situación de la Parada 1 y el corte de la Fig. 6 (basada en Beroiz et al., 1973 y Julivert, 1976).

o SE, cuyos pliegues menores son apretados y presentan un clivaje asociado (S_1); estos rasgos son característicos de los pliegues que se desarrollaron en la ZAOL durante la primera fase de deformación. Se observan asimismo unos cabalgamientos en el sector de Llumeres que, según Julivert (1976), cortan a los pliegues anteriores, con la excepción de un pequeño cabalgamiento que es plegado por éstos. Finalmente, se observa, en este sector del corte, una segunda generación de pliegues suaves que doblan las trazas axiales de los primeros pliegues y tienen la vergencia opuesta a la de los éstos. El citado autor describe además *kink bands* de gran tamaño, uno de los cuales puede observarse en el corte, ya que deforma el flanco común del anticlinal y sinclinal situados en el sector de Llumeres. Los pliegues de la segunda generación son homoaxiales con los de la primera. Sobre el terreno, esta segunda generación de pliegues se detecta por la posición variable que tiene el clivaje S_1 en la parte occidental de este sector y por la presencia de estructuras menores, tales como pliegues, a menudo *kink bands*, doblando la S_1 y clivaje de crenulación con desarrollo local. El esquema anterior, que fue descrito por Julivert (1976), coincide con la secuencia de deformación puesta de manifiesto por Marcos (1973) en la Zona

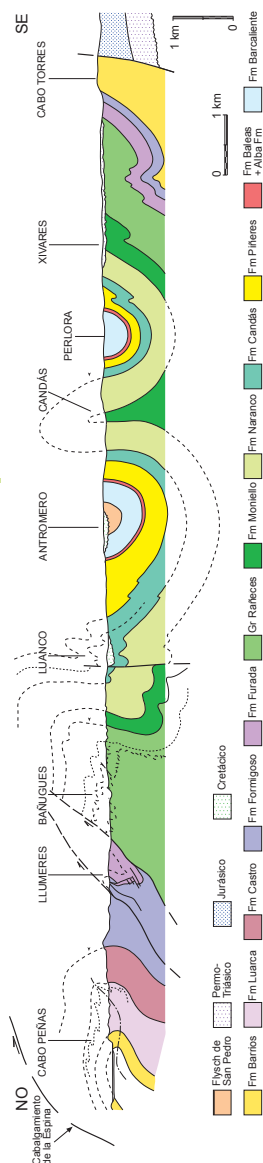


Figura 5. Corte geológico del sector de la costa cantábrica comprendida entre cabo Peñas y cabo Torres (según Beroiz et al., 1973 y Julivert, 1976).

Asturoccidental-leonesa. Existe, no obstante, una excepción en esta correlación, que está constituida por el cabalgamiento doblado por los pliegues de la primera generación en el sector de Llumeres. Estructuras comparables a escala de afloramiento consisten en pequeños cabalgamientos que dan lugar a acuñamientos en las capas y que están doblados por pliegues menores con el clivaje S_1 de plano axial. La existencia de cabalgamientos como primeras estructuras desarrolladas es un rasgo característico de la ZC.

El sector oriental del corte de la Fig. 5 presenta una estructura sencilla, constituida por dos sinclinales con perfil redondeado

separados por un anticlinal más agudo. A diferencia del sector anterior, se trata de pliegues rectos o algo vergentes hacia el O. En este sector, el clivaje ha desaparecido o presenta un carácter muy local. Aunque la falla de Luanco, cuyo movimiento deducible es postcretácico, puede servir de referencia para separar los sectores oriental y occidental, no parece ser un límite con significado geológico relevante, por lo que el tránsito entre los dos sectores descritos parece gradual.

En el sector de costa entre los cabos Peñas y Torres tiene lugar la transición entre la diagénesis y el metamorfismo (Brime y Pérez-Estaún, 1980; García-López et al., 1997). La anquizona que marca esta transición en las pizarras de Formigoso (al E de Llumeres; Figs. 4 y 5), que separa una parte occidental metamórfica (zona de la clorita), donde se sitúa el cabo Peñas, y una parte oriental diagenética.

Parada 1

Bañugues: Pliegues de primera fase y otras estructuras asociadas

Localización: En la ensenada de Bañugues (entre Luanco y el cabo de Peñas), en el segmento de costa situado al E la punta que forma el extremo septentrional del margen que limita la ensenada por su parte oriental.

Observaciones: Para acceder a ella partiendo de la playa de Bañugues debe pasarse el puente que salva el pequeño río que desemboca en la playa y seguir luego la carretera que bordea la ensenada por el E hasta llegar a una depuradora de agua abandonada, donde dicha carretera termina. Desde allí se desciende por la senda que bordea por la izquierda dicha depuradora y que permite llegar a la base de la punta antes citada.

Objetivo: Estudiar los pliegues que se desarrollan en las dolomías de Bañugues y en las calizas y pizarras de Ferroñes, ambas del Grupo Rañeces (Devónico Inferior).

Estos pliegues se formaron en unas condiciones diagenéticas profundas, cercanas al límite diagénesis-anquizona, a una temperatura, determinada a partir del índice de alteración del color

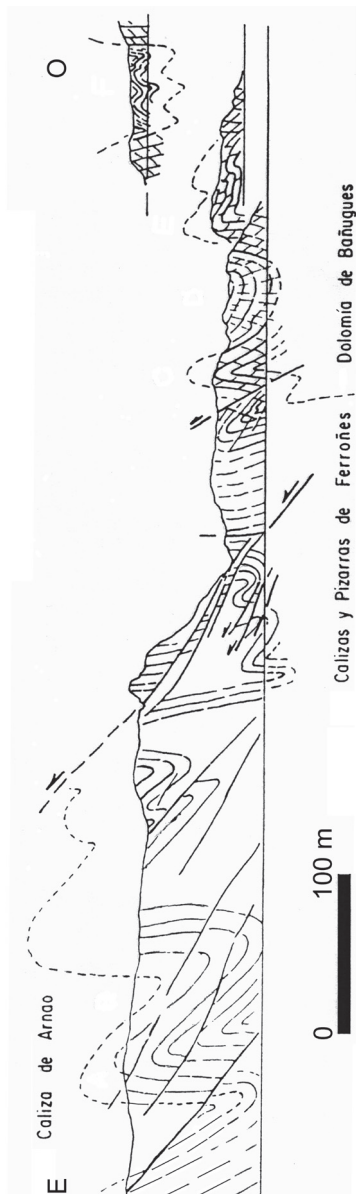


Figura 6. Corte geológico del sector de la costa cantábrica que incluye la parada 1 (Según Julivert, 1976). Su localización puede verse en la Fig. 4.

de los conodontos (CAI = 4), entre 190 y 225°C (García-López et al., 1997), lo que, asumiendo, de acuerdo con estos autores, un gradiente geotérmico de 35°C km⁻¹, corresponde a un espesor de rocas suprayacentes del orden de los 6000 m y una presión litostática de unos 150 MPa.

En esta parada se puede observar pliegues D₁ con clivaje S₁ asociado (Fig. 6). Los pliegues presentan vergencia hacia el ESE (Fig. 2) y presentan una geometría muy variable. Entre los pliegues a visitar destaca, por la variedad de estructuras asociadas, el situado más al E (Fig. 7). Se trata de un pliegue volcado, muy apretado,



Figura 7. Pliegue del sector de Bañugues (parada 1) en el que pueden distinguirse varias fallas subverticales, así como budines y estructuras *pinch-and-swell*. E a la izquierda.

con el eje moderadamente inclinado hacia el SO y desarrollado en un *multilayer* de calizas y pizarras con espesores muy variables. Sobre las superficies de estratificación pueden encontrarse fibras de calcita en algunos puntos de ambos flancos; éstas forman un ángulo próximo a 90° con el eje del pliegue. El clivaje solo puede verse en las capas incompetentes. Existen además estructuras *pinch-and-swell* y budines lenticulares cuyos cuellos presentan direcciones aproximadamente coincidentes con la dirección axial. Asimismo, existen dos conjuntos de fallas cortando los pliegues. El más prominente está constituido por fracturas subverticales en las que descende el bloque occidental. El otro está constituido por fracturas buzando moderadamente hacia el SO con desplazamiento muy pequeño y no afecta a las capas más gruesas. Por su orientación y desplazamiento, ambos grupos forman un sistema de fallas conjugadas, de forma que el plano bisector de uno de los ángulos que forman las fracturas coincide aproximadamente con el plano axial del pliegue y el otro plano bisector es perpendicular a él. La intersección de las fallas de estos dos grupos coincide aproximadamente con la dirección axial. Estas relaciones geométricas sugieren que el pliegue, los budines y las fallas han sido originados a lo largo de un mismo proceso progresivo en el que, globalmente, las direcciones principales de los esfuerzos se mantuvieron aproximadamente constantes, ya que las fallas sugieren un esfuerzo compresivo mayor aproximadamente perpendicular al plano axial. Primeramente se originó el pliegue mediante un mecanismo dominante, a la escala del *multilayer*, de *flexural-slip*. Cuando el apretamiento del pliegue

fue apreciable y el mecanismo citado no podía proseguir, se inició un aplastamiento. Sin embargo, las condiciones físicas del medio no debieron favorecer una deformación dúctil intensa y se desarrolló una deformación heterogénea y en gran medida discontinua que dio lugar a las estructuras *pinch-and-swell*, los budines y las fallas.

El clivaje presente en las rocas de esta parada está particularmente bien desarrollado en el sinclinal más occidental, respecto al cual adquiere una disposición ligeramente convergente. Se trata de un clivaje espaciado, cuyas características sugieren que el mecanismo dominante en su formación es la disolución por presión. Este clivaje da una lineación de intersección muy marcada, que coincide con la dirección axial del pliegue.

Zona Asturoccidental-Leonesa

Esta zona se localiza el O de la ZC. En ella, el metamorfismo regional, cuyo frente se sitúa en la costa dentro de la región de cabo Peñas, aumenta hacia el O, alcanzando la facies de las anfibolitas en la parte occidental. La deformación dúctil es más intensa que en la ZC y el desarrollo de foliaciones está generalizado en las rocas pelíticas.

En la parte norte, la ZAOL ha sido dividida en dos grandes unidades (Marcos, 1973) (Fig. 1): la unidad del Navia, al E, y la unidad del manto del Mondoñedo, al O. Estas dos unidades están separadas por el cabalgamiento basal del manto de Mondoñedo. Los afloramientos de granitoides son escasos en la unidad de Navia, pero ocupan una gran extensión en la parte occidental de la unidad del manto de Mondoñedo.

La estratigrafía está caracterizada por el gran espesor que alcanzan las rocas del Paleozoico inferior. Este rasgo marca una notable diferencia con la ZC (Fig. 8). En el sector septentrional de la ZAOL, con la excepción de un nivel carbonatado en el Cámbrico inferior-medio, el resto de la sucesión está constituida por rocas siliciclásticas. Con excepción de algunos afloramientos aislados de rocas estefanienses discordantes, en dicho sector no afloran rocas postsilúricas.

La observación del mapa y de los cortes geológicos de la ZAOL (Fig. 2), junto con observaciones de campo, permiten distinguir

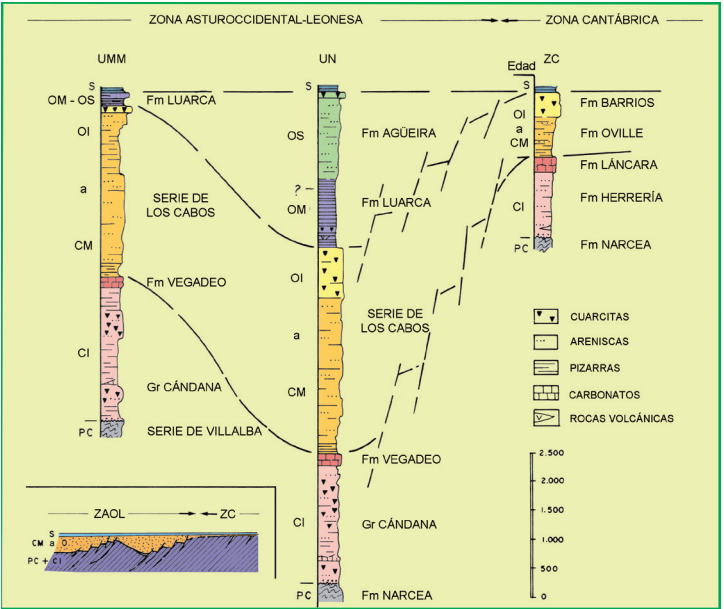


Figura 8. Columnas estratigráficas sintéticas de la Zona Asturoccidental-leonesa (unidades del manto de Mondoñedo, UMM, y del Navia, UN) y de la zona Cantábrica (Según Pérez-Estaún et al. 1990).

tres fases principales de deformación (Marcos, 1973), que serán descritas a continuación.

Primera fase de deformación (D_1).-Durante esta fase se originaron pliegues asimétricos, cerrados o apretados, que llevan asociada una foliación tectónica (S_1) y vergen hacia las zonas externas, tratándose de pliegues volcados en la unidad del Navia y acostados en la unidad del Manto de Mondoñedo. Esta última unidad está formada por un apilamiento de pliegues acostados muy apretados y de grandes dimensiones (la longitud de los flancos inversos, medida entre dos charnelas adyacentes, puede llegar a superar los 10 km). El tamaño de los pliegues de la unidad del Navia es menor, oscilando la longitud de sus flancos entre 1 y 4 km. Las principales características geométricas de los pliegues menores D_1 se encuentran sintetizadas en las Figs. 2 y 3. El ángulo entre flancos es menor y el acortamiento global de los pliegues es mayor en la unidad del Manto de Mondoñedo que en la unidad del Navia.

La presencia de un clivaje convergente en las capas competentes es frecuente en los pliegues D_1 , lo cual sugiere la existencia de un acortamiento paralelo de la capa en los primeros estadios del plegamiento. Las pruebas de deformación longitudinal tangencial, tales como grietas de tensión abiertas hacia el arco externo de la zona de charnela de las capas competentes, son más frecuentes hacia el

E, es decir, hacia las zonas externas del orógeno. Las evidencias de *flexural flow* son raras, y las de *flexural slip* (fibras minerales sobre la S_0 formando ángulo alto con la dirección axial) son frecuentes en la parte oriental del corte. El hecho de que las capas competentes plegadas sean predominantemente de clase 1C, sugiere la superposición de una deformación homogénea. No obstante, la geometría de los pliegues no se ajusta a menudo al modelo de pliegues paralelos aplastados, lo cual puede ser debido a que los pliegues no eran perfectamente paralelos antes del aplastamiento, la deformación superpuesta a los pliegues fue algo heterogénea, o los flancos fueron adelgazados por fenómenos de disolución por presión.

Un análisis cinemático de pliegues D_1 de la Zona Arturoccidental-leonesa ha sido realizado por Toimil (2005) y Bastida et al. (2010) simulando numéricamente los pliegues mediante el programa 'FoldModeler' (Bobillo-Ares et al., 2004) que permite la combinación teórica de diversos mecanismos de plegamiento. Como resultado se obtiene que acortamiento paralelo inicial de la capa, deformación longitudinal tangencial y superposición de una deformación homogénea son mecanismos indispensables. El mecanismo de *flexural flow* no es en muchos casos necesario, aunque puede actuar a veces con intensidad pequeña después de la deformación longitudinal tangencial. La asimetría y la vergencia de los pliegues hacia el antepaís sugieren que la deformación homogénea que se superpuso a los pliegues fue rotacional, con un componente importante de cizalla simple. En el caso de los pliegues acostados, su formación requiere un régimen inicial de deformación por cizalla simple con una dirección hacia el antepaís y ligeramente oblicua a la posición original de las capas (Fernández et al., 2007). Con la evolución del plegamiento, debió producirse la superposición de una deformación homogénea en la que la cizalla simple debió combinarse con deformación coaxial implicando un máximo acortamiento vertical y una disminución de área en la sección transversal de los pliegues.

Segunda fase de deformación (D_2).- En esta fase se produjeron cabalgamientos y zonas de cizalla que afectan a las estructuras D_1 . Estas estructuras fueron el resultado de una tectónica tangencial y se desarrollaron probablemente por deformación progresiva a partir de las estructuras D_1 . No obstante, durante la D_2 se originaron nuevas estructuras que se superpusieron sobre las estructuras anteriores D_1 . Las estructuras más destacables D_2 corresponden al cabalgamiento basal del manto de Mondoñedo y la zona de cizalla asociada. Este cabalgamiento aflora en la parte media de la ZAOL, presenta un trazado N – S y separa las dos unidades mayores (Fig. 1), estando

plegado por un sinforma suave D_3 que le hace aparecer de nuevo en la en la parte NO de la zona.

En el afloramiento oriental, el cabalgamiento basal de Mondoñedo presenta una estrecha zona de cizalla frágil-dúctil asociada, en la que la deformación dúctil está representada por pliegues menores con la charnela habitualmente curvada y un clivaje de crenulación asociado (S_2). La deformación frágil está representada por venas de cuarzo y fallas menores. En el afloramiento occidental, el cabalgamiento basal de Mondoñedo tiene una amplia zona de cizalla asociada con un espesor superior a tres kilómetros. Las estructuras más frecuentes en dicha zona son pliegues menores asimétricos con charnelas habitualmente curvas, foliación milonítica con una lineación mineral, esquistosidad, a menudo con micropliegues (S_2 o S_{1+2}), y bandas de cizalla.

Tercera fase de deformación (D_3).-A lo largo de esta fase se formaron pliegues mayores suaves o abiertos y asimétricos, que es ocasiones llevan asociado un clivaje de crenulación S_3 en las metapelitas. Son pliegues rectos o con superficies axiales buzando fuertemente hacia el E, y casi homoaxiales con los pliegues D_1 . El desarrollo de los pliegues D_3 es diferente en las dos grandes unidades de la parte norte de la ZAOL.

En la unidad del manto de Mondoñedo sólo existen dos pliegues mayores D_3 : un amplio sinforme en las partes central y oriental (Fig. 2) y un antiforme más estrecho en la parte occidental; este último no es observable en el corte de la costa por estar la estructura enmascarada por la presencia de granitoides. Son pliegues suaves cuya longitud de onda es igual a la anchura de la unidad. Las estructuras menores D_3 son muy escasas en esta unidad.

En la unidad del Navia, los pliegues mayores D_3 son más abundantes; su longitud de onda es más pequeña y su amplitud mayor que la de los la unidad del manto de Mondoñedo. En dicha unidad del Navia, las estructuras menores D_3 (pliegues y clivaje de crenulación) no tienen una distribución uniforme, sino que se concentran en los flancos cortos menos buzantes de los pliegues mayores.

La superposición de los pliegues D_3 sobre los D_1 dio lugar a figuras de interferencia del tipo 3 de Ramsay. La geometría resultante puede reconocerse en cortes geológicos (Figs. 2 y 9). En la unidad del Navia, estas figuras presentan una forma de gancho (Fig. 9), se modo que los flancos normales, menos buzantes, de los pliegues D_1

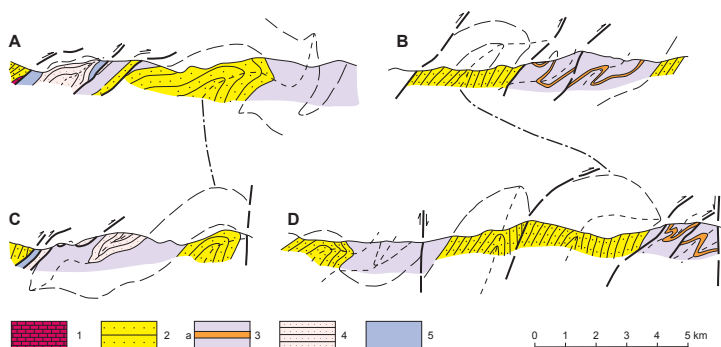


Figura 9. Cortes geológicos a través de diversos sectores de la unidad del Navia en los que se muestran las figuras de interferencia generadas como resultado de la superposición de pliegues D_1 y D_3 (según Pulgar, 1980). 1, Caliza de Vegadeo; 2, Serie de los Cabos; 3, Pizarras de Luarca (a, cuarcita de Sabugo); 4, Formación Agüeira; 5, pizarras silúricas. La situación de los cortes se muestra en la Fig. 1.

están claramente plegados, mientras que los flancos inversos, con mayor buzamiento, sufrieron principalmente rotación.

Con posterioridad a las estructuras generadas durante las tres fases de deformación descritas, se desarrollaron diversas estructuras, tales como fallas normales, *kink-bands* subhorizontales y pliegues abiertos transversales. Habitualmente, los dos primeros tipos de estructuras presentan una distribución local y fueron el resultado de un esfuerzo compresivo mayor vertical y han sido interpretadas como estructuras tardi-variscas.

Paradas 2 y 3

Sector de Luarca: estructuras D_3 y kink-bands tardíos

Localización: Acantilados de la zona de Luarca (occidente de Asturias).

Observaciones y objetivo: Este sector costero presenta excelentes afloramientos que muestran las estructuras formadas durante la tercera fase de la deformación varisca (D_3) en la unidad del Navia (Figs. 1 y 2), y su estudio es el objetivo de esta parada

Estos afloramientos están constituidos por rocas de Ordovício Inferior y Medio (serie de los Cabos y pizarras de Luarca). La serie de los Cabos está representada únicamente por su miembro superior, constituido por cuarcitas blancas. Las pizarras de Luarca

están complemente representadas en este sector y constan de tres miembros, si bien en las localidades a visitar sólo se observan los miembros inferior y superior. El miembro inferior muestra una transición litológica a la serie de los Cabos y está constituido por una sucesión de pizarras, areniscas y limolitas, con tramos de pizarras homogéneas negras, ricas en pirita, y algunos tramos cuarcíticos de espesor métrico; las areniscas presentan a veces estratificación cruzada y en los tramos en los que las alternancias se producen con capas delgadas es frecuente la granoclasificación. El miembro superior está constituido por pizarras negras homogéneas, lustrosas y ricas en pirita. Entre los miembros superior e inferior de las pizarras de Luarca existe un miembro medio cuarcítico que aflora dentro del espacio comprendido entre las dos localidades a visitar. Las rocas de esta área han sufrido un metamorfismo regional varisco de bajo grado en la facies de los esquistos verdes (zona de la clorita).

La estructura global de este sector se muestra en la Fig. 10, en la que se observa un anticlinal y sinclinal D_1 deformados por un antiforme y un sinforme D_3 . En el corte puede verse la traza axial D_1 y las trazas del clivaje S_1 , dobladas por estos últimos pliegues. En conjunto, la estructura resultante adquiere la forma de gancho característica de las figuras de interferencia D_1 - D_3 de la unidad del Navia. Es frecuente en todo el sector la presencia de venas de cuarzo concordantes con el clivaje pizarroso S_1 .

Parada 2: Playa del Portizuelo (Luarca)

Se trata de una playa de cantos a la que se puede acceder en vehículo siguiendo la pista que parte del barrio de Villar, que se sitúa en la parte alta nororiental de la villa de Luarca. En esta playa y en sus prolongaciones oriental y occidental pueden verse, como estructuras dominantes, pliegues D_3 y clivaje S_3 a diversas escalas. Las rocas en las que aparecen estas estructuras pertenecen al miembro superior de la serie de los Cabos y al inferior de las pizarras de Luarca. Entre las estructuras que se pueden observar en esta zona podemos destacar las siguientes:

- Antiforme del Portizuelo (Fig. 10). Es un pliegue mayor cuyo núcleo está formado por cuarcitas de la serie de los Cabos. Teniendo en cuenta que la vergencia de las estructuras D_1 es hacia el antepaís, si se analizan las relaciones geométricas entre la estratificación S_0 y el clivaje S_1 en ambos flancos, se observa que, en el flanco occidental, la relación es de flanco normal, que es corroborado por

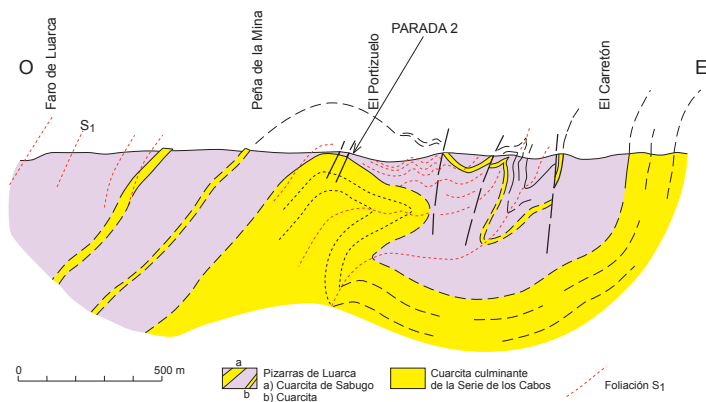


Figura 10. Corte geológico a lo largo de la costa cantábrica en las proximidades de Luarca en el que se incluye la parada 2. Obsérvese la figura de interferencia generada por la superposición de pliegues D_1 y D_3 . Según Pulgar (1980).

la presencia de estructuras sedimentarias, mientras que en el flanco oriental el clivaje indica un flanco normal basculado, aunque las relaciones S_0 - S_1 , son más difíciles de observar en este flanco. Estas relaciones indican que el antiforame del Portizuelo dobla la S_1 y que se ha generado, en la parte aflorante, durante la tercera fase de deformación. En este antiforame llama la atención la trituración que ha sufrido la cuarcita, destacando además la presencia de dos fallas que cortan el flanco oriental y de algunas zonas de cizalla de espesor decimétrico en las que se ha producido una intensa brechificación sin que en estas últimas se produzca casi desplazamiento aparentemente. Las dos fallas citadas muestran un desplazamiento aparente con elevación del bloque occidental; sin embargo, cuando se observan sus planos de falla con detalle, se observan en ambas fallas fibras de cuarzo subhorizontales con escalones, que sugieren un movimiento en dirección sinistro. Estas fallas llevan asociada la formación de brechas, que destacan como crestones en la plataforma litoral por ser más resistentes frente a la erosión costera que las cuarcitas adyacentes.

- Pliegues menores D_3 . En el flanco oriental del antiforame del Portizuelo existe un *multilayer* con capas siliciclásticas de distintas composiciones y espesores, en las cuales se han desarrollado pliegues por *buckling* con longitudes de onda que varían de unas capas a otras. Esta geometría revela que las distintas capas del *multilayer* han desarrollado intensidades diferentes de acortamiento paralelo a la capa y acortamiento por *buckling*. El proceso de *buckling* ha afectado en muchos casos a venas de cuarzo concordantes con la S_1 , de forma que los pliegues resultantes presentan el clivaje S_3 , desarrollado en el material incompetente adyacente, de plano axial.

Los ángulos entre flancos de todos estos pliegues son muy variables, pero los más frecuentes varían entre 100 y 120°, siendo, en la mayoría de los casos, sus perfiles entre parabólicos y sinusoidales.

- Clivaje S_3 . En las capas competentes del *multilayer* plegado, la foliación dominante es la S_3 , que se presenta como una foliación espaciada convergente, aunque en algunas casos esta foliación no llega a desarrollarse y existe sólo el clivaje S_1 plegado. En las rocas pelíticas, la S_3 es también la foliación dominante, y se presenta como un clivaje de crenulación magníficamente desarrollado. En muchos casos, este clivaje lleva asociado un bandeo tectónico, con alternancia de bandas claras, más ricas en cuarzo, y oscuras, originado por mecanismos de disolución por presión. En ocasiones, cuando la S_3 está asociada a venas de cuarzo plegadas, se observa cómo las bandas claras cortan los flancos cortos de los pliegues asimétricos o las zonas de charnela de los simétricos, lo que ha sido interpretado como el resultado de una migración del cuarzo por difusión desde los flancos largos a los cortos en los pliegues asimétricos, o desde los flancos a la zona de charnela en los simétricos (Pulgar, 1980, 1981). Este proceso es comparable a lo que sucede a escala microscópica en el desarrollo del clivaje de crenulación, en el que la disolución por presión conduce a una foliación en dominios. En algunas ocasiones, puede observarse la presencia de más de un clivaje de crenulación, lo cual es probablemente un resultado del desarrollo progresivo de la tercera fase de deformación.

- Figuras de interferencia D_1 - D_3 . Aunque las estructuras D_3 son las más aparentes en esta parada, pueden observarse también algunas figuras de interferencia D_1 - D_3 de tamaño centimétrico a decimétrico. Dado que los pliegues de ambas fases son aproximadamente homoaxiales y que los D_1 son volcados y los D_3 rectos, la figuras resultantes son del tipo 3 de Ramsay (1967). En estas figuras de interferencia pueden observarse perfectamente las foliaciones S_1 y S_3 asociadas a los respectivos pliegues, estando la S_1 doblada por los pliegues D_3 .

Parada 3: Playa de Salinas (Luarca)

Las rocas que afloran en el borde de la carretera que circunda la playa de Salinas y que conduce a la cetaria situada en el extremo NO de la misma (Punta Muyeres), y las que afloran dentro de esta playa en su extremo SE (espigón de la Encorada) (Fig. 11), permiten observar estructuras formadas durante la tercera fase de deformación (D_3), así como *kink-bands* originados con posterioridad a dicha fase.

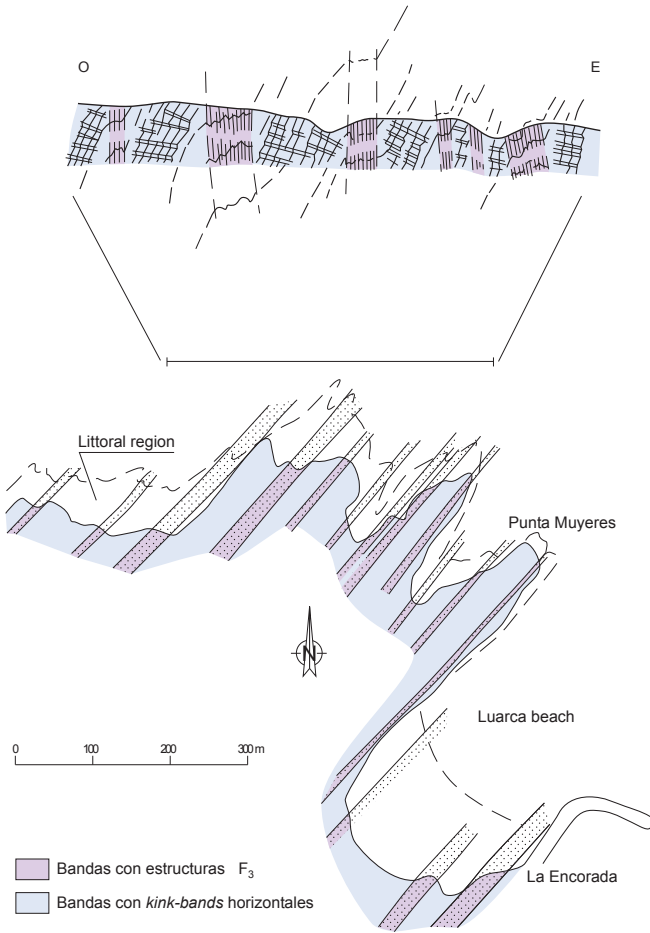


Figura 11. Corte y mapa geológicos correspondientes a la parada 3 (playa de Luarca y proximidades). En él se muestra la distribución en bandas de las estructuras D_3 y de los *kink bands* subhorizontales tardíos. Según Pulgar (1980).

Los afloramientos están constituidos por pizarras del miembro superior de la Fm. Luarca. En estas rocas, la estratificación aparece habitualmente obliterada por un clivaje pizarroso S_1 bien desarrollado y no puede ser observada. La presencia de venas de cuarzo, generalmente concordantes con la foliación S_1 , es frecuente.

La estructura de este sector es ilustra en la Figura 11, en la que puede verse la asimetría de los pliegues D_3 . Los flancos cortos son subhorizontales o suavemente inclinados y definen bandas cuya anchura oscila entre 5 y 25 m. Los flancos largos de los pliegues buzan más de 60° y definen bandas cuya anchura puede superar los 50 m.

Los flancos cortos sufrieron una importante deformación

D_3 que dio lugar a pliegues menores que doblan el clivaje S_1 y, habitualmente, las venas de cuarzo. La longitud de onda de estos pliegues es de algunos centímetros o decímetros. Estos flancos cortos presentan un clivaje de crenulación S_3 con una disposición de plano axial respecto a los pliegues. En ocasiones el clivaje S_3 presenta un bandeado tectónico claro-oscuro visible a simple vista.

Los flancos largos no presentan estructuras menores D_3 , desarrollando habitualmente *kink-bands* subhorizontales o suavemente buzantes. Estos pliegues son posteriores a las estructuras D_3 , ya que, en algunos casos, en los que el clivaje de crenulación S_3 es muy penetrativo, éste se encuentra afectado por *kink-bands*.

La distribución no uniforme de estructuras menores D_3 descrita anteriormente también ocurre a una escala mayor, de forma que los pliegues métricos descritos están localizados en los flancos cortos suavemente buzantes de pliegues mayores asimétricos D_3 . Estos flancos definen bandas macroscópicas cuyos espesores oscilan entre 500 y 2000 m (Pulgar, 1980).

La asimetría de los pliegues D_3 es el resultado del plegamiento de un *multilayer* suavemente buzante hacia las zonas internas (debido a la deformación previa D_1), bajo la acción de esfuerzos compresivos subhorizontales. El desarrollo de los pliegues menores D_3 estuvo controlado por la geometría de los pliegues mayores de la misma fase, de forma que aquéllos se concentran en los flancos menos buzantes de éstos, es decir, donde el mayor esfuerzo compresivo forma un ángulo menor con la estratificación o la S_1 . El desarrollo selectivo de los pliegues menores D_3 indica que éstos comenzaron su desarrollo después que los pliegues mayores D_3 . Esta es la razón por la que los pliegues menores D_3 aparecen concentrados en bandas separadas por otras bandas donde estas estructuras no están presentes. Un esquema del desarrollo progresivo de estas estructuras se muestra en la Fig. 12. Los *kink-bands* subhorizontales que aparecen en los flancos más inclinados han sido interpretados como el resultado de un esfuerzo compresivo vertical tardi-varisco causado por fuerzas gravitacionales (Matte, 1969; Pulgar, 1980, Julivert y Soldevila, 1989; Bastida et al., 2010). El hecho de que aparezca un solo conjunto de *kink-bands* y que no aparezca el conjunto conjugado indica que el esfuerzo compresivo vertical que generó estos pliegues fue algo oblicuo a la S_1 .

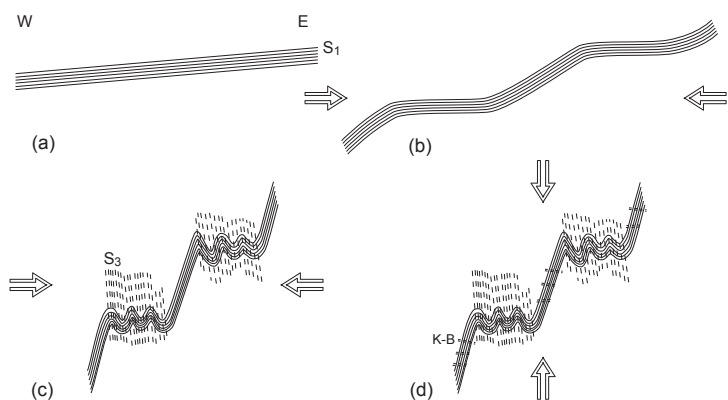


Figura 12. Esquema que ilustra la evolución de las estructuras D_3 y de los *kink bands* subhorizontales tardíos. (a) posición inicial del clivaje S_1 ; (b) desarrollo de pliegues D_3 con un flanco subhorizontal y otro más inclinado; (c) desarrollo de pliegues menores D_3 y clivaje S_3 en los flancos subhorizontales y rotación de los otros flancos hacia una posición subvertical; (d) desarrollo de los *kink bands* subhorizontales (K-B) en los flancos subverticales. Según Bastida et al. (2010).

Parada 4

Pliegues D_1 en Tapia de Casariego

Localización: En e sector de Tapia de Casariego, en la parte más oriental de la unidad de Mondoñedo en la costa cantábrica (Fig. 1 y 2).

Observaciones y objetivo: Este sector está limitado al E por el cabalgamiento basal del manto de Mondoñedo, aunque aparece enmascarado por la granodiorita tardía de Salave (Fig. 13) intruida en el Pérmico. El metamorfismo regional orogénico corresponde a la facies de los esquistos verdes (zona de la clorita), si bien en muchos puntos de la parte oriental existen pizarras moteadas con porfidoblastos de clorita, originadas por el metamorfismo de contacto asociado a la granodiorita de Salave. El objetivo es reconocer e interpretar estos afloramientos.

Desde el punto de vista litológico, este sector está constituido por rocas de la serie de los Cabos (Cámbrico medio – Ordovícico Inferior), consistentes en una alternancia de areniscas y pizarras que han conferido al *multilayer* una alta anisotropía mecánica

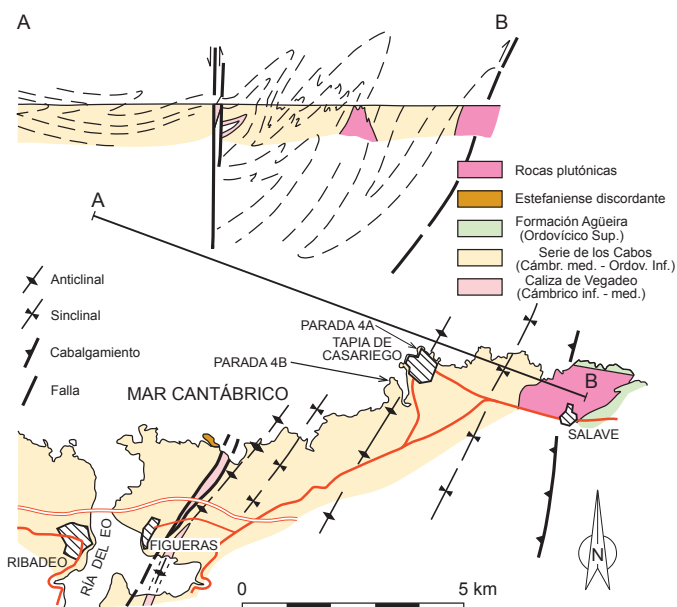


Figura 13. Mapa y corte geológicos del sector de Tapia de Casariego, donde se ubica la parada 4 (según Bastida y Pulgar, 1978). En el corte se ilustra la estructura de la parte más frontal de la unidad del manto de Mondoñedo, pudiendo observarse el cambio de posición de los pliegues D_1 como consecuencia de la deformación D_3 .

facilitando el desarrollo de pliegues. Esto ha dado lugar a una notable complejidad de la estructura mayor del corte (Fig. 13), que consiste esencialmente en un anticlinal, al O, y un sinclinal, al E, ambos D_1 , cortados por el cabalgamiento basal. Sin embargo, el anticlinal presenta una geometría muy complicada por la presencia de muchos pliegues menores de diversos órdenes de dimensiones y por la existencia de abundantes fallas pequeñas transversales. Los pliegues observables en afloramiento son esencialmente D_1 ; Las orientaciones de sus ejes y planos axiales se muestran en la Fig. 2. Los pliegues vergen al SE; el elevado buzamiento de los planos axiales se debe al efecto producido por la deformación D_3 , ya que estos pliegues se encuentran en el flanco oriental del enorme sinforme D_3 que deforma todas las estructuras previas de la unidad del manto de Mondoñedo y que ha dado lugar a una rotación los planos axiales hacia buzamientos mayores de los pliegues menores D_1 del sector de Tapia de Casariego. Se trata de pliegues cerrados (Fig. 3) con formas que van mayoritariamente de parabólicas a *chevron*. La geometría de las capas competentes corresponde a la clase 1C de Ramsay.

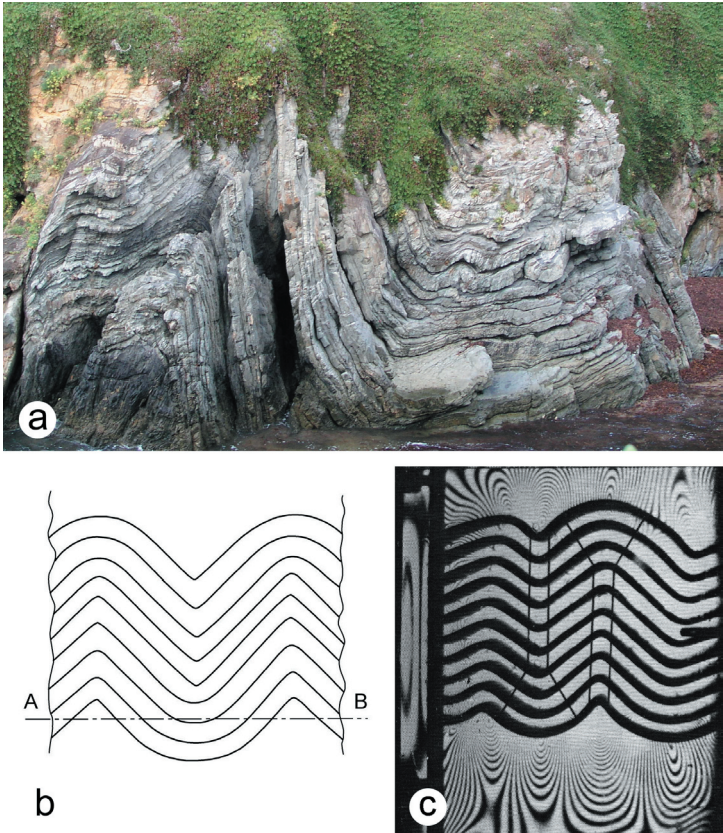


Figura 14. (a) Pliegues desarrollados en areniscas y pizarras cambro-ordovícicas (serie de los Cabos) (urbanización Entreplayas; Tapia de Casariego; parada 4B); los antiformes de ambos lados de la fotografía son próximos a pliegues *chevron*, mientras que el sinforme que los une es un pliegue redondeado. (b) Esquema que ilustra la formación de pliegues *chevron* en los núcleos de pliegues concéntricos. La sección A – B muestra una estructura semejante a la de los pliegues de la fotografía (según Johnson y Honea, 1975, ligeramente modificada). (c) Resultado de un experimento de plegamiento realizado en un *multilayer* de capas competentes de goma e incompetentes (según Johnson y Ellen, 1974); en él se muestra una estructura similar al esquema teórico ilustrado en (b).

Parada 4A: Pliegues D_1 en el puerto de Tapia de Casariego

En una pequeña ensenada situada en la margen derecha del puerto de Tapia de Casariego (Fig. 13) pueden observarse dos anticlinales separados por un sinclinal y una pequeña falla, originados todos ellos en la primera fase de deformación y que pueden considerarse representativos de los pliegues D_1 de este sector. Son pliegues desarrollados en un *multilayer* predominantemente arenoso, vergentes

al SE, cerrados y predominantemente de clase 1C.

Parada 4B: Pliegues D_1 en la Urbanización Entreplayas (Tapia de Casariego)

Esta urbanización se sitúa sobre la punta que limita por el NO la playa de Tapia de Casariego (Fig.13). El afloramiento a visitar limita una pequeña ensenada situada en la parte occidental de esta urbanización y consiste en dos anticlinales D_1 separados por un sinclinal y cortados al O por una falla que conecta este conjunto de pliegues con otro sinclinal (Fig. 14A). Al igual que en la parada 4A, los pliegues se han desarrollado en un *multilayer* predominantemente arenoso. Un aspecto destacable de este afloramiento es que los dos anticlinales son aproximadamente pliegues *chevron*, estando separados por un sinclinal más ancho y redondeado. Esta geometría es comparable a la descrita teóricamente por Johnson y Honea (1975) (Fig. 14B) o a la obtenida experimentalmente por diversos autores (por ejemplo, Johnson and Ellen, 1974) (Fig. 14C) y que sugiere que los pliegues *chevron* se desarrollan a partir del núcleo de los pliegues concéntricos.

Parada 5

Corte de la playa de Benquerencia: pliegues D_1 acostados

Localización: Esta playa es de fácil acceso en coche desde las localidades próximas de San Cosme de Barreiros o Santiago de Reinante.

Observaciones y objetivo: Estos magníficos muestran cómo es posible reconstruir la estructura de una sección utilizando las relaciones geométricas entre estratificación y clivaje conjuntamente con datos de polaridad estratigráfica.

El corte se sitúa en la unidad del manto de Mondoñedo (Figs. 1

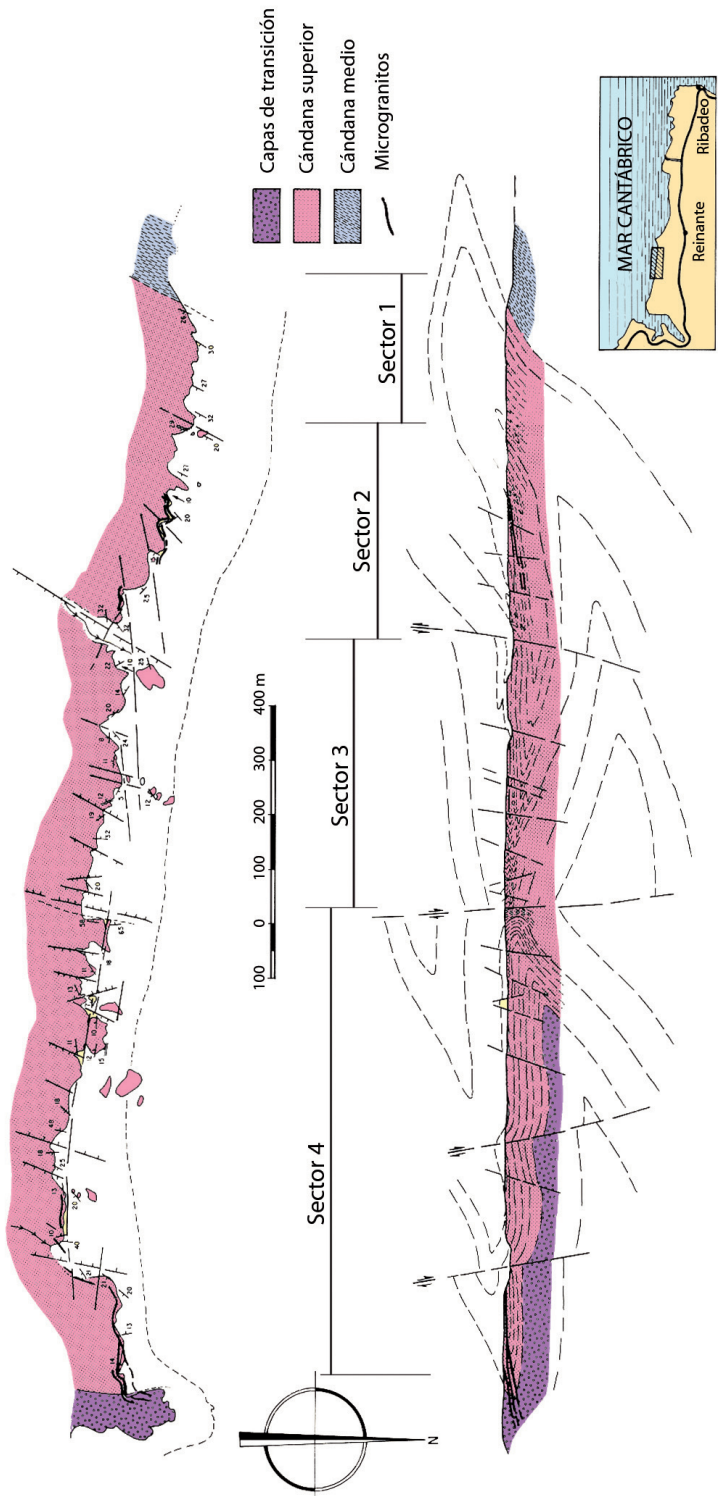


Figura 15. Mapa y corte geológicos que muestran la estructura del sector de la playa de Benquerencia (Lugo; parada 5) (según Bastida y Pulgar, 1978). En esta parte del sector central de la unidad del Manto de Mondoñedo, la estructura está constituida esencialmente por pliegues D_1 acostados, algo deformados por pliegues suaves D_3 en la parte occidental, y desplazados por pequeñas fallas.

y 2). Los pliegues de la fase principal de plegamiento que se observa en la playa de Benquerencia corresponden a la deformación D_1 y son pliegues menores localizados en el flanco normal de un gran anticlinal mayor, el anticlinal de Foz-Tapia. Los pliegues del corte se desarrollan en metaareniscas y filitas del Grupo Cándana (Cámbrico inferior), siendo frecuentes en las metaareniscas estratificaciones cruzadas que permiten un buen control de la polaridad estratigráfica. Las condiciones metamórficas corresponden a la zona de la biotita. La foliación S_1 asociada a los pliegues se encuentra bien desarrollada en todas las rocas, existiendo una lineación de este mineral, con una dirección próxima a la E-O, sobre los planos de clivaje. La estructura de la sección muestra un anticlinal y un sinclinal acostados, basculados como consecuencia de la deformación D_3 , y afectados posteriormente por fracturas tanto longitudinales como transversales al trazado de los pliegues (Fig. 15).

El análisis geométrico de pliegues menores D_1 en este sector indica que los valores más frecuentes de ángulo entre flancos están entre 10 y 40° (media de $26,4^\circ$), con morfologías de la superficie plegada más comunes *chevron* y sinusoidales (Fig. 3). A lo largo del corte pueden observarse en varios puntos diques de microgranitos que cortan los pliegues D_1 . Estos diques presentan espesor métrico y una disposición subhorizontal, y desde el punto de vista mineralógico están compuestos por cuarzo, plagioclasa (albita-oligoclasa), feldespato potásico, moscovita y biotita (Bastida et al., 1984).

El mapa y el corte de la Fig. 15 presentan la estructura de detalle observable en los acantilados de la playa de Benquerencia. Esta estructura consiste en un anticlinal y un sinclinal mayores cuyas zonas de charnela afloran varias veces a lo largo del corte como consecuencia del plegamiento de las superficies axiales debido a la deformación D_3 y de la actuación de fallas normales. En el sector más occidental (sector 1), a pesar de no haberse encontrado criterios de polaridad estratigráfica, y asumiendo la vergencia regional hacia el E de los pliegues D_1 , las relaciones geométricas entre estratificación y clivaje permiten caracterizar un flanco normal basculado. La charnela de un sinclinal antiforme, caracterizada por la presencia de abundantes pliegues menores, marca el tránsito al sector 2, donde se deduce un flanco inverso basculado tanto de las relaciones estratificación-foliación como de las frecuentes estratificaciones cruzadas existentes en las metaareniscas. Se encuentran también en este sector varios diques de microgranitos. La charnela aflorante de un anticlinal, indicada nuevamente por la presencia de muchos pliegues menores, marca el límite oriental de este sector. Tras una

falla que determina la existencia de una pequeña ría, el sector 3 se caracteriza por afloramientos de flanco normal, confirmados también por estratificaciones cruzadas, y en su parte oriental aflora de nuevo la charnela del anticlinal, que, debido a la posición subhorizontal de su traza axial, puede observarse a lo largo de una distancia de más de 100 m. Tras otra falla, el sector 4 muestra en su parte occidental la charnela del sinclinal y se extiende luego en un largo flanco inverso subhorizontal. En el extremo oriental de este sector, aflora de nuevo la charnela del anticlinal, que se encuentra cortado por diques de microgranitos.

Parada 6

Punta das Cabras: zona de cizalla basal del manto de Mondoñedo (D_2)

Localización: Para acceder a ella es conveniente desviarse de la carretera Foz-Burela tras pasar Cangas de Foz y tomar la vieja carretera, siguiendo luego las pistas señaladas en la Figura 16.

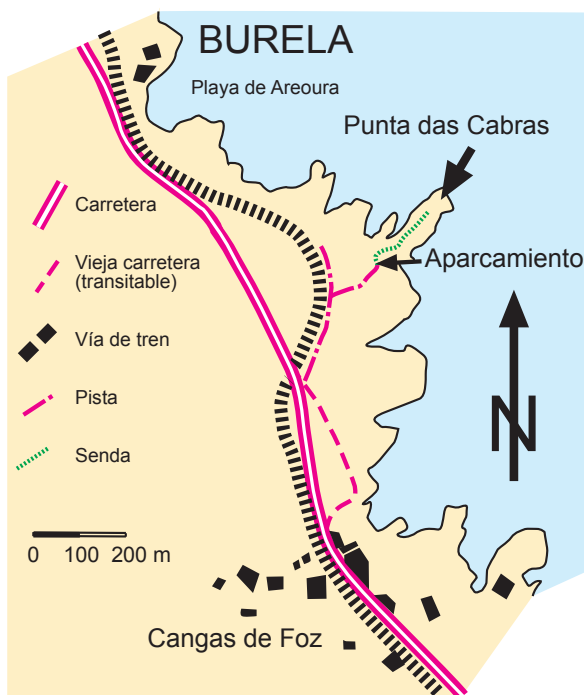


Figura 16. Mapa que muestra la situación de la parada 6 (punta das Cabras; Cangas de Foz, Lugo) y la vía de acceso a la misma.

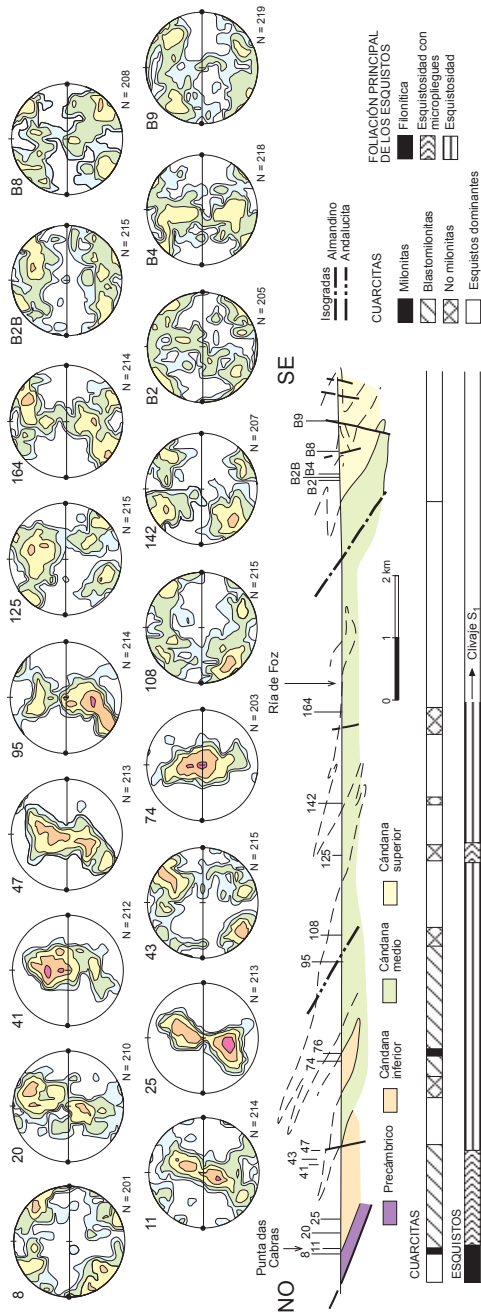


Figura 17. Corte geológico de la zona de cizalla basal del manto de Mondoñedo a lo largo de la costa cantábrica, donde se ubica la parada 6 (punta das Cabras), en el que se muestran las fábricas de ejes c del cuarzo en distintas localidades (proyecciones en falsilla equiareal, hemisferio inferior; contornos: 0,5, 1, 2, 4 y 8%). La foliación es el plano vertical E – O y la lineación mineral se ha situado en la dirección horizontal. Se muestran además las isogradas del metamorfismo y los tipos de tectonitas de las cuarcitas y de la foliación de los esquistos. En el extremo NO del corte aparece el cabalgamiento basal del manto, cuya posición ha sido modificada por efecto de la deformación D₃. Según Aller y Bastida (1993, modificada).

Observaciones y objetivo: En esta parada se pueden ver gran cantidad de estructuras menores D_2 desarrolladas en la zona de cizalla basal del manto de Mondoñedo. El buzamiento hacia el E que se observa, tanto de la estratificación como del cabalgamiento basal, es resultado de un basculamiento generalizado debido a la deformación D_3 (Fig. 2).

Los materiales aflorantes son cuarcitas y micaesquistos de la parte basal del Grupo Cándana (Cámbrico inferior). Estas rocas sufrieron metamorfismo en condiciones de la zona de la andalucita tras un primer evento en condiciones de la zona de la estauroлита definido por la existencia de relictos de este mineral dentro de los porfiroblastos de andalucita. El aumento de temperatura asociado con la formación de andalucita es contemporáneo con la deformación dúctil de la zona de cizalla. Posteriormente al episodio con andalucita, se produjo un retrometamorfismo a condiciones de la facies de los esquistos verdes, que es contemporáneo con el final de la deformación dúctil de la zona de cizalla y el desarrollo del cabalgamiento basal.

Las cuarcitas de la zona de cizalla muestran una lineación mineral (L_m) bien desarrollada que se inclina suavemente hacia el E. Las microestructuras de las cuarcitas son blastomiloníticas en la parte basal de la zona de cizalla (zona de la andalucita), donde las fábricas de ejes c del cuarzo muestran predominio de guirnaldas sencillas y guirnaldas cruzadas de tipo I (Aller y Bastida, 1993) (Fig. 17). En la parte superior de la zona de cizalla (zona del almandino), las cuarcitas no son miloníticas y presentan fábricas de ejes c con guirnaldas de círculo menor. Las fábricas de la zona de cizalla presentan en general una simetría monoclinica que indica un desplazamiento del bloque de techo hacia el E. En los micaesquistos de la zona de cizalla, se desarrolla una esquistosidad que en ocasiones lleva asociados micropliegues y es frecuente un clivaje de bandas de cizalla C' (Aller y Bastida, 1993).

Los pliegues D_2 son estructuras frecuentes en la parte occidental (basal) de la zona de cizalla. Se trata de pliegues pequeños no asociados a pliegues mayores y que se concentran en bandas, la más basal de las cuales es la de la Punta das Cabras (Fig. 18). Estas bandas se localizan preferentemente en flancos normales de pliegues mayores D_1 , probablemente debido a que los flancos inversos sufrieron un estiramiento durante el desarrollo de la zona de cizalla. Los pliegues D_2 son subsimilares y vergentes al E;

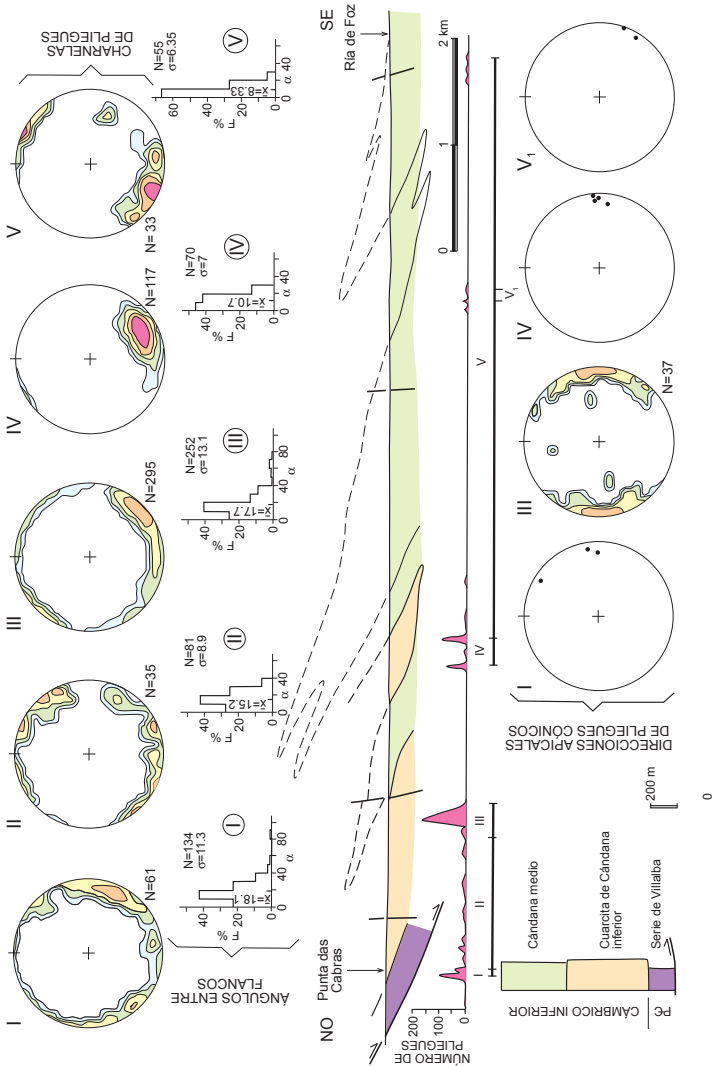


Figura 18. Corte geológico de la zona de cizalla basal del manto de Mondoñedo a lo largo de la costa cantábrica, donde se ubica la parada 6 (punta das Cabras), en el que se muestran la orientación de los pliegues D_2 , histogramas de la frecuencia de ángulos entre flancos, número de pliegues y dirección apicales de los pliegues cónicos a lo largo del corte. Contornos: 1, 2, 4 y 8%. Según Aller y Bastida (1993).

comúnmente aparecen como pares anticlinal-sinclinal fuertemente asimétricos y suelen deformar la lineación mineral. Su flanco inverso (flanco corto) raramente sobrepasa 1 m de longitud (medido entre charnelas adyacentes). La relación de aspecto de los flancos de estos pliegues (véase Apéndice) varía desde 5 hasta 10, con los valores más altos en la parte basal de la zona de cizalla. En ocasiones pueden encontrarse dos generaciones de pliegues D_2 superpuestos en un afloramiento, con modelos de interferencia de tipo 3 de Ramsay, debido a la deformación progresiva en la zona de cizalla. Los ejes de los pliegues D_2 muestran una amplia dispersión en la parte basal de la zona de cizalla (Fig. 18), donde son frecuentes

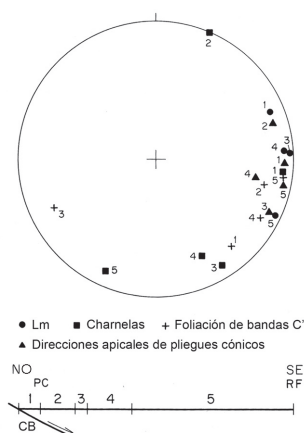


Figura 19. Proyección estereográfica del primer autovector de la distribución de diversos criterios cinemáticos, determinados en distintos sectores (numerados de 1 a 5) de la zona de cizalla basal del manto de Mondoñedo, para obtener la dirección de movimiento en ésta. CB, cabalgamiento basal; PC, punta das Cabras (parada 6); RF, ría de Foz. Según Aller y Bastida (1993).

las charnelas curvas. En relación con éstas pueden verse pliegues en vaina y estructuras con forma de ojo. En la Punta das Cabras, donde la dispersión de ejes es mayor, el máximo de la distribución de estos se inclina suavemente hacia el E (paralelo a la L_m), sugiriendo una alta deformación dúctil en estas rocas.

La asimetría en la longitud y en el espesor de los flancos sugiere un desarrollo de los pliegues D_2 en un régimen de deformación fuertemente rotacional, lo cual está de acuerdo con la presencia de pliegues en vaina y la asimetría de las fábricas de ejes c del cuarzo (Aller y Bastida, 1993; Bastida et al. 2010). La iniciación de estos pliegues pudo ser debida a inestabilidades en el flujo. La existencia de abundantes pares anticlinal-sinclinal sin periodicidad sugiere que estas inestabilidades ni consistieron necesariamente en un proceso de *buckling*. No obstante, en las otras localidades con pliegues de la zona de cizalla, estas estructuras muestran en ocasiones una cierta periodicidad, lo que parece indicar que aquí el *multilayer* presentaba un cierto contraste de competencia y el mecanismo inicial pudo ser más próximo al *buckling*. Después de este estadio inicial, debió tener lugar una amplificación pasiva de los pliegues. Aunque ésta pudo ser debida a la superposición de una cizalla simple heterogénea, la superposición de una combinación de cizalla simple, con dirección de cizalla hacia el antepaís, y cizalla pura con acortamiento vertical puede explicar la evolución de estos pequeños pliegues acostados (Bastida y otros, 2010).

En la Fig. 19 se muestra una proyección del primer autovector de la distribución Bingham (véase, por ejemplo, Cheeney, 1983) para distintos criterios cinemáticos en sectores diversos de la zona de cizalla. A excepción de los ejes de pliegues, que sólo en la Punta das Cabras se disponen inclinados hacia el E, todos los criterios ilustrados en dicha figura sugieren una dirección de desplazamiento entre N75°E y N115°E para la zona de cizalla (Aller y Bastida, 1993). De acuerdo con estos criterios está, además de las fábricas de ejes c del cuarzo, la foliación oblicua originada por recristalización del cuarzo y visible frecuentemente al microscopio.

Parada 7

Puerto de Burela: Pliegues D_1

Localización: Esta parada corresponde a un afloramiento de más de 1 km de longitud situado en el acantilado del propio puerto de Burela y en su continuación hacia el SE, ya fuera del recinto portuario.

Observaciones y objetivo: En estos afloramientos se observa el contacto entre el granito de dos micas de San Ciprián y las metaareniscas y metapelitas arenosas de la parte inferior del Grupo Cándana (Cámbrico inferior).

Estas rocas se encuentran deformadas por un tren de pliegues métricos D_1 apretados, volcados y vergentes al E, asociados a los cuales existen foliación S_1 , budines con sus cuellos paralelos a los ejes de los pliegues y diaclasas perpendiculares a las superficies axiales. El ángulo entre flancos de estos pliegues varía de 10 a 50° (media de 29,1°) con formas de las superficies plegadas más frecuentes sinusoidales (Fig. 2).

Además de los pliegues D_1 , se encuentran también en estos afloramientos pliegues decimétricos con las superficies axiales subhorizontales, que son atribuibles a una compresión subvertical posterior al desarrollo de las estructuras D_1 . Como resultado de esta compresión, se originó además una foliación subhorizontal o suavemente buzante que corta los pliegues D_1 y oblitera parcialmente la foliación S_1 . Hay que indicar también que los budines asociados a la D_1 se encuentran acortados y engrosados como resultado de esta

deformación.

En este corte pueden observarse además estratificaciones cruzadas plegadas, en las que, en algunos casos, las laminaciones han jugado como superficies de deslizamiento, generándose un plegamiento por *flexural-slip* dentro de las capas plegadas (Aller et al., 2010).

Bibliografía

- Aller, J. y Bastida, F. (1993). *Journal of Structural Geology*, 15, 1405-1419.
- Aller, J., Bastida, F., Lisle, R.J. y Ramsay, J.G. (2010). *Journal of Structural Geology*, 32, 725-726.
- Bastida, F., Marcos, A., Marquínez, J., Pérez-Estaún, A. y Pulgar, J.A. (1984). *Memoria de la Hoja N° 1 (La Coruña) del MAGNA a escala 1:200000*. IGME, Madrid, 155 p.
- Beroiz, C., Ramírez del Pozo, J., Giannini, G., y Barón, A., Julivert, M. y Truyols, J. (1973). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000, Hoja n° 14 (Gijón)*, IGME, Madrid.
- Bastida, F., Pulgar, J.A. (1978). *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 10, 75-159.
- Bastida, F., Aller, J., Pulgar, J.A. y Toimil, N.C., Fernández, F.J., Bobillo-Ares, N.C. y Menéndez, C.O. (2010). *Geological Journal*, 45, 597-622.
- Bobillo-Ares, N.C., Toimil, N.C., Aller, J. y Bastida, F. (2004). *Computers & Geosciences* 30, 147-159.
- Brime, C. y Pérez-Estaún, A. (1980). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 1, 85-97.
- Cheaney, R.F. (1983). *Statistical Methods in Geology*. Allen & Unwin, Londres, 169 p.
- Fernández F.J., Aller, J. y Bastida, F. (2007). *Journal of Structural Geology*, 29, 1650-1664.
- García-López, S., Brime, C., Bastida, F. y Sarmiento, G.N. (1997). *Geological Magazine*, 134, 323-334.
- Johnson, A.M. y Ellen, S.D. (1974). *Tectonophysics*, 21, 301-339.
- Johnson, A.M. y Honea, E. (1975). *Tectonophysics* 27, 1-38.
- Julivert, M. (1976). *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 8, 203-309.
- Julivert, M. y Soldevila, J. (1998). *Journal of Structural Geology*, 20, 447-458.
- Marcos, A. (1973). *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 6, 3-113.
- Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Martínez Catalán, J.R., Gutiérrez Marco, J.C., Marcos, A., Pulgar, J.A. (1990). En: R.D. Dallmeyer y E. Martínez García (eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag,

Berlin, 93-102.

Pulgar, J.A. (1980). *Análisis e interpretación de las estructuras originadas durante las fases de replegamiento en la Zona Asturoccidental-leonesa (Cordillera Herciniana, NW de España)*. Tesis doctoral no publicada, Universidad de Oviedo. 334 p.

Pulgar, J.A. (1981). *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 11, 147-190.

Toimil, N.C. (2005). *Geometría y patrones de deformación de pliegues simétricos desarrollados en capas competentes*. Tesis doctoral no publicada, Universidad de Oviedo. 270 p.

Truyols, J. Julivert, M. (1976). *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 8, 5-30.

APÉNDICE

En la caracterización geométrica de los pliegues, se han utilizado, en el texto y en la Fig. 3, los términos “relación de aspecto (h)” y “área normalizada (A)” de un flanco de un pliegue. Dado que no son términos de uso frecuente, parece conveniente aclarar su significado.

Supongamos el perfil del flanco de un pliegue definido entre el punto de charnela (H) y un punto de inflexión adyacente (I) (Fig. 20), y sean x_0 e y_0 las coordenadas de I , y A_0 el área limitada por la curva del perfil del flanco y la paralela al eje x por el punto I . Se define la relación de aspecto h del flanco por el cociente entre la altura y la anchura del flanco, es decir, $h = y_0/x_0$. Por otro lado,

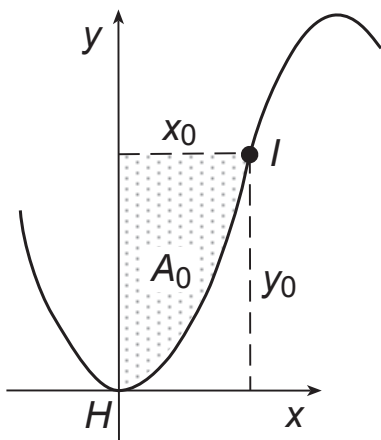


Figura 20. Sistema de referencia y elementos geométricos del perfil de una superficie plegada. H , punto de charnela; I , punto de inflexión; A , área que caracteriza la forma del perfil del flanco para valores específicos de x_0 e y_0 . Según Bastida et al. (2010).

se define el área normalizada A de un flanco por el cociente entre el área A_0 y el área de un triángulo cuya base x_0 es y cuya altura es y_0 , es decir, $A = 2A_0/x_0y_0$. Estos parámetros tienen la ventaja de ser adimensionales, y por tanto, independientes de la escala del pliegue considerado. La relación de aspecto caracteriza la amplitud del flanco y el área normalizada la forma del perfil.