GUÍA GEOLÓGICA DEL MANTO DE MONDOÑEDO

Juan Gómez Barreiro

2012

Guía de Campo del Manto de Mondoñedo

1. Introducción

La geología del área comprendida en el presente itinerario incluye materiales geológicos variados y estructuras de gran interés científico como se desprende de las múltiples investigaciones llevadas a cabo a lo largo de pasado siglo XX y comienzos del XXI. De hecho, parte de los puntos que vamos a visitar aparecen recogidos en el inventario de lugares de interés geológico españoles de relevancia internacional, promovido por la Unión Internacional de las Ciencias Geológicas (IUGS), con el co-patrocinio de la UNESCO. Esta iniciativa, denominada GLOBAL GEOSITES pretende avanzar en la protección del Patrimonio Geológico Internacional definiendo no solo puntos de interés geológico en cada país, sino contextos geológicos significativos dentro del registro geológico del planeta. Con esta guía se pretende contribuir a dar a conocer y ayudar a conservar entre todos el rico Patrimonio Geológico que tenemos en nuestro país.

Para aquellos interesados en consultar más información sobre los puntos de interés geológico de España, se sugiere el siguiente enlace:

http://www.igme.es/internet/patrimonio/GEOSITES/publication.htm

2. El Orógeno Varisco

En el Oeste de la Península Ibérica afloran materiales de edades comprendidas entre el Precámbrico y el Paleozoico superior que constituyen parte de una gran cadena montañosa denominada el Orógeno Varisco o Hercínico. El estudio de estos materiales nos permite comprender, por un lado, los procesos que los formaron, y por otro, qué sucedió para que en la actualidad los reconozcamos deformados, metamorfizados e intruídos por rocas ígneas dentro del orógeno.

La naturaleza de estos cambios es compleja en detalle pero tiene su origen en un momento remoto de nuestra historia geológica: la convergencia y colisión de dos supercontinentes Laurrusia y Gondwana. Estos sucedió entre finales del Devónico y el Carbonífero (370 – 290 Ma) y dio lugar a la generación de relieves montañosos en un gran cinturón que recorre, entre otros, la costa Este de Norte América, El NO de África, Centro Europa y parte de Gran Bretaña.

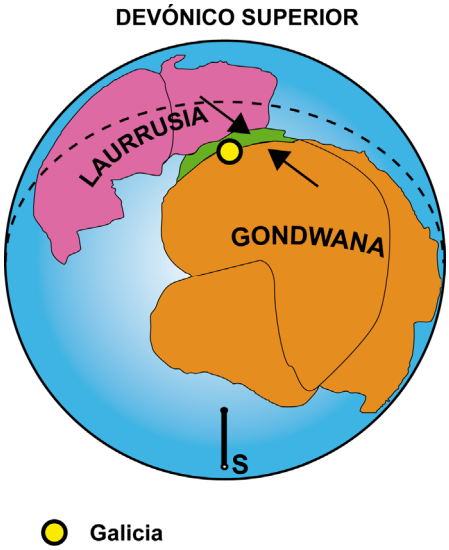


Figura 1: Representación simplificada del inicio de la colisión varisca. Se indica la composición de los grandes supercontinentes del momento y la presencia de otros terrenos pequeños que se vieron involucrados en la colisión (verde) y que direon lugar a rocas exóticas que forman los complejos de Cabo Ortegal y Órdenes en la provincia de A Coruña. Se muestra la posición aproximada de Galicia en ese momento (punto amarillo).

Esta convergencia y colisión de continentes fue global y dio lugar finalmente a la formación de PANGEA, una suerte de Megacontinente que reunió a todas (o casi todas) las placas continentales del momento. En la firgura 1 podemos ver un esquema de dicha colisión donde intervienen dos grandes supercontinentes, pequeños terrenos y cuencas oceánicas que quedaron pinzados entre medias. En la actualidad encontramos vestigios de todos estos elementos exóticos en la provincia de A Coruña incluyendo restos de antiguos fondos oceánicos consumidos durante la formación de la cadena Varisca.

En la provincia de Lugo encontramos gran variedad de materiales que se enmarcan, en su mayoría, dentro del supercontinente Gondwana. Parte de la plataforma continental, sus costas y depósitos internos constituyen el conjunto de ambientes geológicos que fueron deformados durante la colisión continental. Un lugar privilegiado para la observación de todos estos materiales son los afloramientos de la costa cantábrica, con fácil acceso para todo aquel interesado en comprender un poco más la historia geológica de su zona.

Uno de los aspectos que hace particularmente interesante la observación geologíca del NO de la Península Ibérica, y en particular de la costa cantábrica, es la disponibilidad de afloramientos con gran continuidad lateral, lo que permite comprender la evolución de la estructura, el metamorfismo y el magmatismo del Varisco, proporcionando a los geólogos multitud de datos sobre la construcción de un orógeno.

3. Observando los orógenos

¿Cómo se lleva a cabo el estudio de un orógeno? Vayamos por partes. En primer lugar es muy útil reconocer características comunes que nos permitan agrupar y definir zonas con similares estilos de deformación, tipos de rocas, grado de metamorfismo etc. Para lo cual es necesario hablar de algunos conceptos útiles.

3.1. Metamorfismo

Entendemos por *metamorfismo* el conjunto de procesos que dan lugar a cambios en estado sólido en la roca. Por lo general dichos cambios conllevan modificaciones de los minerales que las conforman así como de la disposición de los mismos dentro de la roca. Tales cambios suceden cuando una roca es sometida a presiónes y temperaturas elevadas, diferentes a las de su formación. Cuando los cambios ocurren a relativa baja temperatura y poca profundidad hablamos de procesos diagenéticos, que son los responsables de la compactación y cementación de los sedimentos.

Los cambios de presión se deben al progresivo enterramiento de la roca, normalmente bajo miles y decenas de miles de metros de otras rocas. ¡Hay que tener en cuenta que tanto el enterramiento como la exhumación producen cambios metamórficos visibles en las rocas! Estos cambios suelen asociarse a procesos tectónicos (Fig. 2)

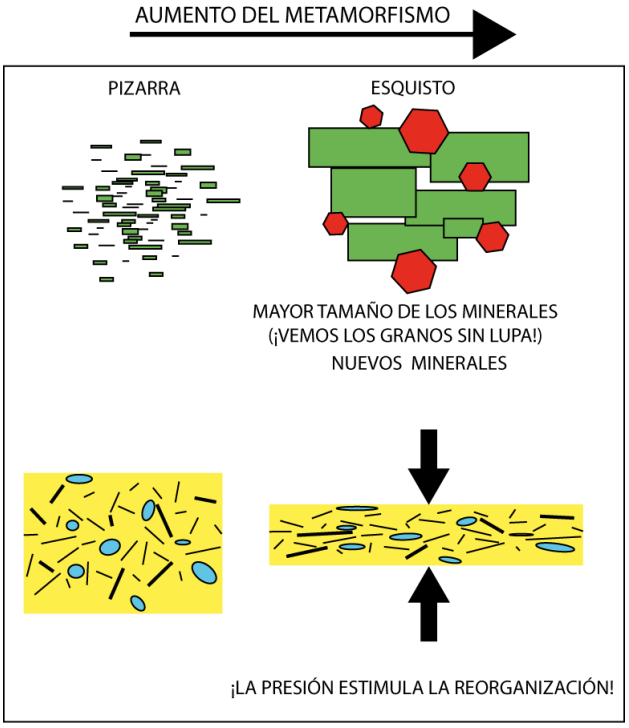


Figura 2: efectos del metamorfismo en las rocas. La combinación de variaciones de temperatura y presión originan cambios en el tipo de minerales que son estables en la roca así como en la organización de los mismos. Un ejemplo claro es el desarrollo de foliaciones debido a la presión aplicada en una dirección determinada. La deformación y el metamorfismo están muy ligadas como veremos a lo largo del itinerario.

La temperatura puede variar por la llegada de magmas, que al enfriarse transmiten su calor a las rocas circundantes (*metamorfismo de contacto*), o bien deberse al progresivo aumento de la temperatura con la profundidad (según gradiente geotérmico de cada zona). Ambos efectos pueden solaparse según la evolución del área en concreto. El calentamiento asociado al enterramiento de las rocas suele ir de la mano del aumento de presión y dar lugar a cambios metamórficos en grandes áreas. Por esa razón se denomina *metamorfismo regional*.

En el área de Foz pueden verse buenos ejemplos de ambos fenómenos: metamorfismo regional, asociado a los eventos tectónicos principales (visible durante este itinerario), y metamorfismo de contacto (en las inmediaciones del plutón de la Tojiza, al Sur).

La roca, n respuesta a esas nuevas condiciones de presión y temperatura, ambia de "forma" (eso es lo que significa la palabra metamorfismo),y busca un nuevo estado de equilibrio.

De una manera sencilla podemos decir que cada mineral en una roca, o mejor cada asociación de minerales, es típica de unas condiciones de temperatura y presión. Por esta razón, cuando los vemos en una roca podemos deducir las condiciones física que ha sufrido. Existen incluso minerales que actúan como termómetros y barómetros, y son tan útiles para reconocer variaciones de las condiciones metamórficas que los denominamos *minerales índice.*

Gracias a los estudios del metamorfismo podemos reconocer áreas muy grandes en las que aparecen determinadas asociaciones de minerales, (z*onas metamórficas*), y que interpretamos en términos de profundidad (presión) y variación de calor (calentamiento / enfriamiento).

3.2. Tectónica y geología estructural

Desde un punto general ambas disciplinas estudian los contactos entre los distintos cuerpos de roca, pero a diferente escala. El término téctónica suele referirse a escalas orogénicas y superiores (planetarias, placas…) y el con geología estructural tratamos los aspectos de escala orogénica y menores.

Al margen de las complicaciones aquí nos interesa observar que el proceso de formación de un orógeno implica a gran variedad de materiales con distintas geometrías y propiedades físicas que son afectado por un conjunto de fuerzas tectónicas que modifican las condiciones iniciales.

Imaginemos un tranquilo márgen continental con los sedimentos yaciendo subhorizontalmente (Fig. 3.1), que se ven afectados por el

empuje de una masa continental. El efecto inmediato sobre dichas capas es la reducción de espacio, el acortamiento. ¿Cómo se resuelve este acortamiento? Existen distintas posibilidades (Fig. 3.2-3) que van a depender de la temperatura, presión y naturaleza de los materiales (si son más o menos rígidos, su espesor etc).

En los orógenos el acortamiento se traduce, por lo general, en pliegues y fallas. La Fig. 3 muestra una consecuencia importante: la deformación cambia la profundidad de algunas rocas (punto C; Fig. 3). En consecuencia, la temperatura y presión varían y pueden producirse cambios metamórficos en ellas.

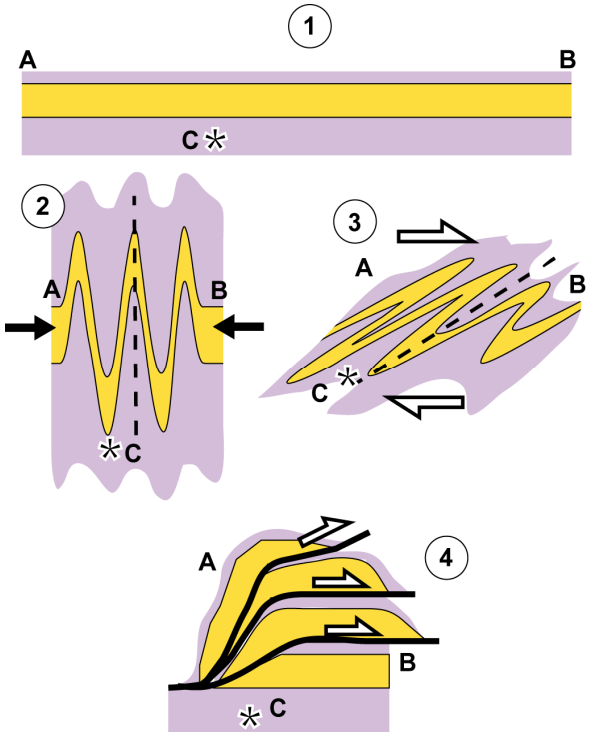


Figura 3: Acortamiento orogénico de una secuencia de rocas depositadas en un margen continental (1). La secuencia de rocas puede sufrir plegamiento por aplastamiento ortogonal (2), o por combinación con cizallamiento (3) (se indica la posición y orientación del plano de máximo aplastamiento). (4) Acortamiento y apilamiento de escamas por varios cabalgamientos. En todos los casos el espesor de rocas sobre el punto C aumenta, lo cual da luagar a cambios de presión y temperatura.

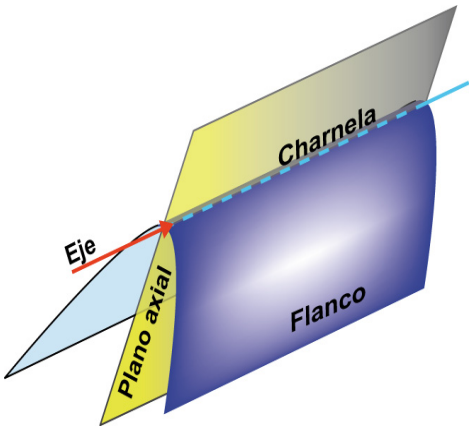


Figura 4: Elementos estructurales de un pliegue. Plano axial de máximo aplastamiento, flancos. Línea de máxima curvatura o charnela y eje.

4. Contexto geológico del itinerario Geológico

Los materiales representados en el área pertencen a la Zona Asturoccidental-leonesa, incluyendo rocas de edad Proterozoico superior hasta Paleozoico medio. Abundan las rocas ígneas de edad Varisca, donde destaca el Macizo granodiorítico de La Tojiza al S y el Macizo de San Ciprián al O; se reconocen pequeñas inyecciones ácidas en forma de sills distribuidas por todo el área que reciben el nómbre genérico de felsitas. Los materiales cuaternarios son variados repartidos en depósitos fluviales, aluviales y costeros (Fig. 5).

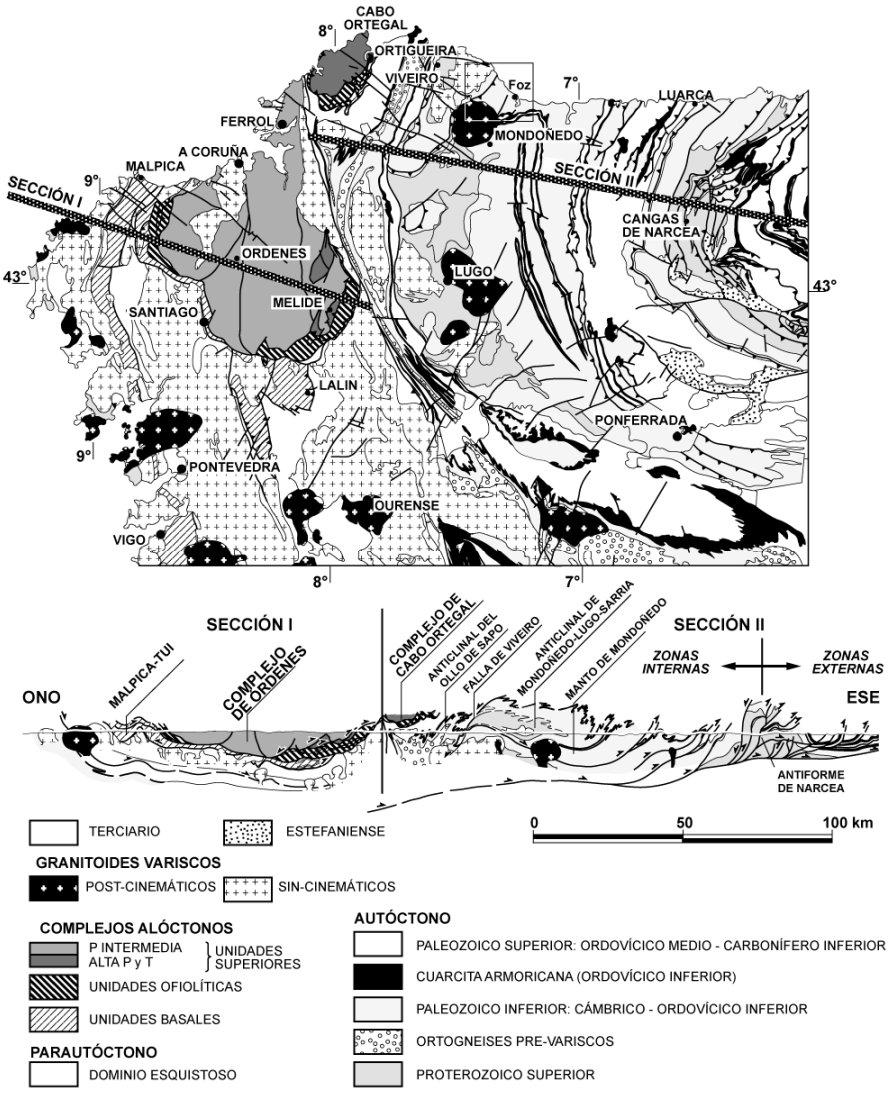


Figura 5: Contexto Geológico general del área (recuadro) y sección geológica compuesta en la que se observan las distintas unidades implicadas. (Basado en Gómez Barreiro et al. in press)

La unidad estructural más importante del área es el denominado Manto de Mondoñedo (Fig. 5), una gran estructura cabalgante hacia el E con pliegues tumbados y cabalgamientos. La evolución estructural ha dado lugar a que en determinados sectores podamos observar los materiales que hay debajo de esta lámina cabalgante. Estas áreas las denominamos ventanas tectónicas. La parada final del itinerario se realiza en la Ventana Tectónica de Xistral, en las secuencias plegadas de la Cuarzita de Xistral, que podría correlacionarse con la Cuarcita superior de Cándana (Fig.6). Se presenta a continuación la columna sedimentaria representativa en dicho manto para la sección que vamos a observar en el itinerario de la presente guía. Se describe la secuencia de los niveles inferiores a los superiores (Fig. 6) de los cuales se realizarán observaciones en el itinerario.

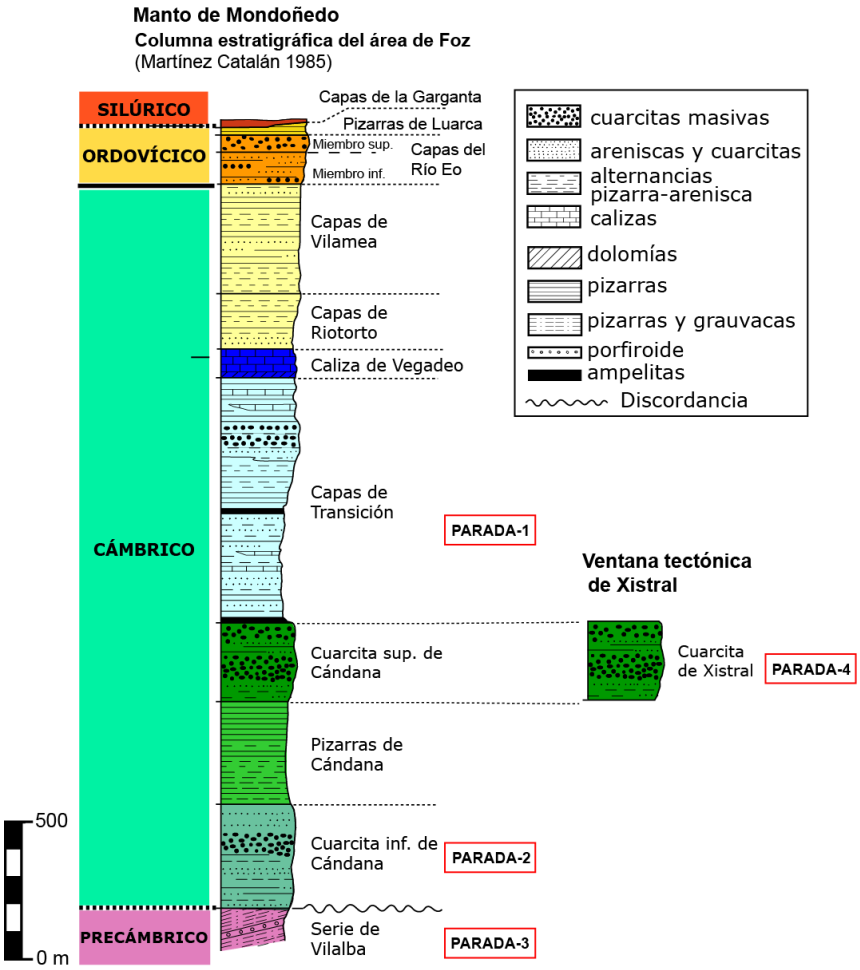


Figura 6: Columna estratigráfica representativa de los materiales presentes en el área de Foz-Burela, los dominios estructurales del Manto de Mondoñedo y de la Ventana tectónica de Xistral. Se indica la ubicación de las paradas dentro de la columna.

4.1. Estratigrafía

Serie Villalba

Formada por alternancias de pizarras y areniscas metamorfizadas de edad Precámbrica. En el área la intensa deformación asociada a la zona de cizalla basal del Manto de Mondoñedo no permite reconocer otros rasgos de la secuencia.

Cuarcita Inferior de Cándana

La unidad está formada principalmente por areniscas, cuarcitas y algunos niveles de pizarras. En los bancos de cuarcitas y areniscas son frecuentes las estructuras sedimentarias como la estratificación cruzada, laminaciones onduladas y, en menor medida se reconocen granoselecciones. El mineral principal es cuarzo, aunque se identifican otros minerales en menores proporciones como feldespatos y micas. La edad de esta unidad se sitúa en torno al Cámbrico inferior (Martínez Catalán, 1985).

Pizarras de Cándana

A pesar de su nombre en el área esta serie se reconoce por un conjunto de filitas y esquistos, es decir pizarras que han sido sometidas a condiciones metamórficas más altas y en las cuales se reconoce un crecimiento de los minerales en forma de agregados brillantes (micas) que confieren a la roca un aspecto lustroso (filitas) o llegando a reconocerse granos individuales de micas a simple vista y otros minerales metamórficos (p.e. granate, estaurolita…). Se identifican finas intercalaciones de areniscas y hacia la base de la unidad niveles lenticulares de rocas carbonatadas (Martínez Catalán, 1985).

Cuarcita superior de Cándana

La unidad está formada por una alternancia de cuarcitas, areniscas de grano grueso y pizarras. Localmente se identifican microconglomerados. En los bancos de cuarcitas y areniscas abundan estructuras sedimentarias del tipo estratificación cruzada, laminación ondulada y granoselección. Los minerales que forman las areniscas son cuarzo y en mucha menor medida feldespatos. La edad de esa unidad se localiza en el Cámbrico.

Capas de transición

La unidad está formada por alternancias de pizarras verdes y areniscas rosadas. Hacia el techo de la sucesión es frecuente la presencia de lentes de rocas carbonatadas. En la base se reconoce un nivel de ampelitas (pizarras con mucha materia orgánica) donde se han descrito fósiles de hyolítidos, unos moluscos de la era primaria (Walter, 1966) y que junto a las observaciones de fósiles en otros sectores del Manto de Mondoñedo sitúan esta unidad en el Cámbrico inferior (Martínez Catalán, 1985). Algunas particularidades de esta unidad en el área de Foz son la existencia de niveles delgados de gneises anfibólicos, ampelitas y un paquete de cuarcitas en la playa de Benquerencia (PARADA-1).

4.2. Estructura

Como hemos adelantado en el itinerario realizaremos observaciones en disitintos niveles estructurales del Manto de Mondoñedo, progresivamente más profundos (mayor temperatura y presión) de la PARADA-1 a la 3. En la PARADA-4 se hará una observación de la estructura y secuencias que quedan por debajo del citado Manto de Mondoñedo, aprovechando la Ventana Tectónica de Xistral. En la Fig. 7 se muestra un esquema estructural del área de Foz con los elementos principales y la localización de los aspectos metamórficos más relevantes.

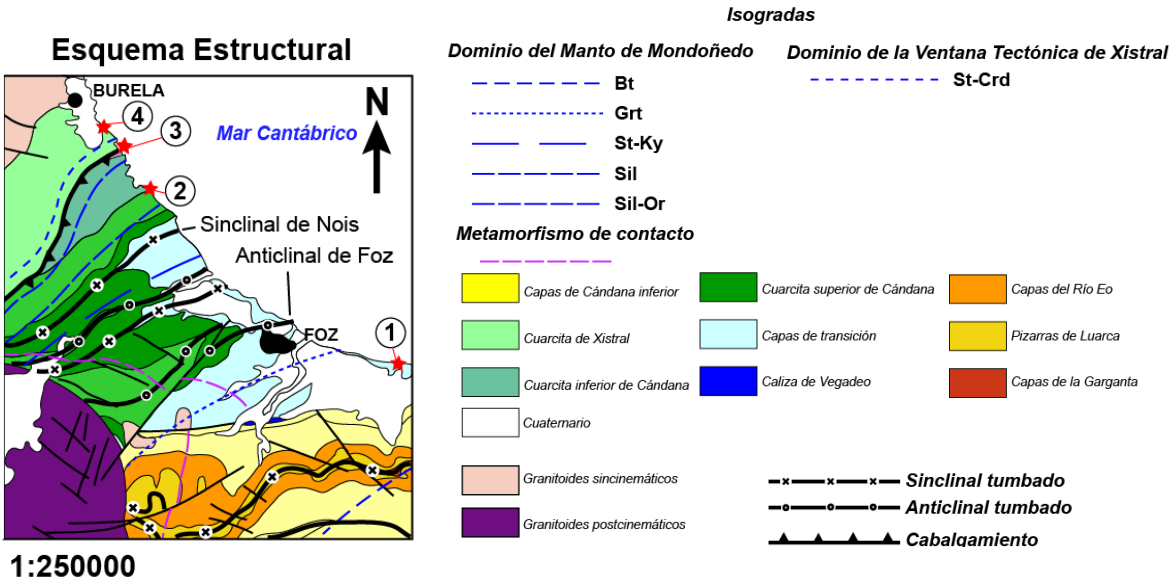


Figura 7: Esquema estructural del área de Foz. Se muestran las principales unidades y estructuras, así como las isogradas de metamorfismo regional y el límite del metamorfismo de contacto. Las estrellas rojas indican las paradas del itinerario.

En la Fig. 8a se muestra un corte geológico general del Manto de Mondoñedo donde podemos observar las estructuras dominantes: grandes pliegues tumbados, cablagamientos y la zona de cizalla basal. En el sector occidental del corte se muestra la Ventana Tectónica de Xistral. Nótese que todo el conjunto del Manto de Mondoñedo está replegado por pliegues suaves subverticales. En la Fig. 8b se superpone sobre el corte anterior la zona de cizalla dúctil (gris) y las isogradas del metamorfismo regional. En la Fig. 8c aparece esquematizada la evolución estructural del Manto de Mondoñedo, con una primera fase de pliegues que son progresivamente cizallados y aplastados hasta generar una zona de cizalla (línea roja discontinua) y finalmente una superficie de despegue que concentra el desplazamiento del manto (línea roja continua: cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo). En la última etapa (3) las estructuras previas son replegadas por un sistema de pliegues abiertos subverticales de dirección aproximada N-S.

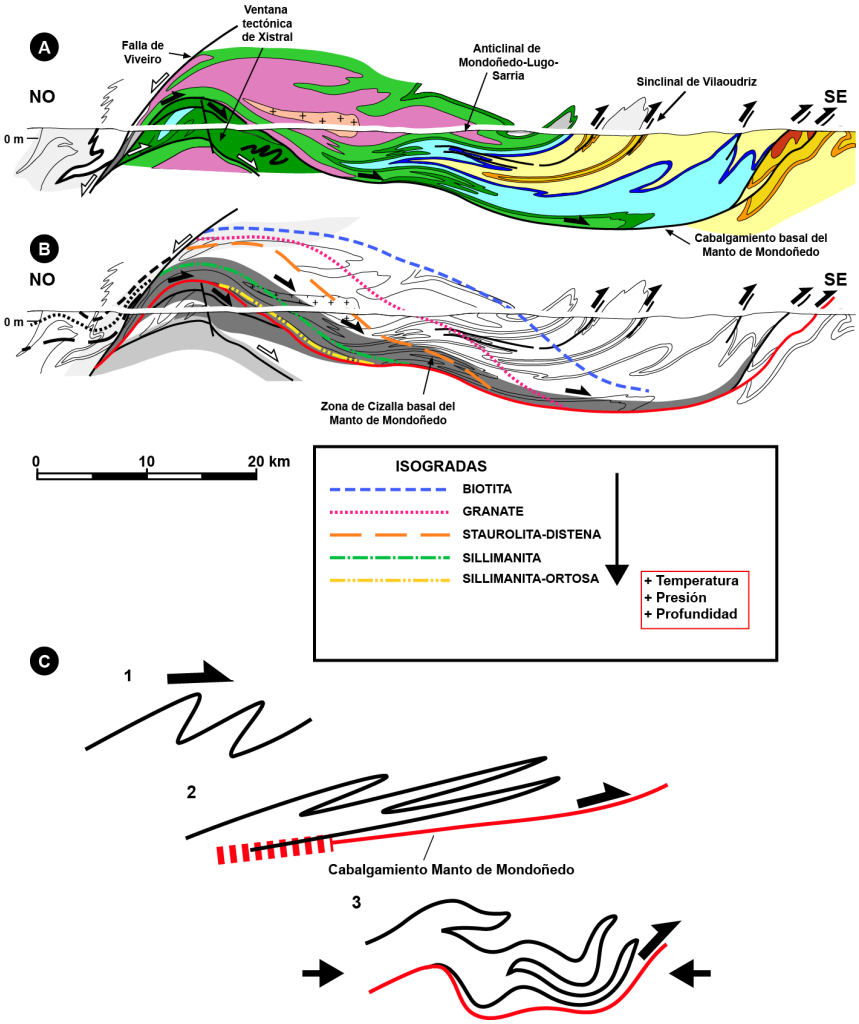


Figura 8: Corte geológico del Manto de Mondoñedo (A), estructuras principales e isogradas del metamorfismo regional (B) y evaluación estructural general (C).

Como veremos en las distintas paradas los tipos de estructura y los cambios metamórficos observables implican solo se explican si han sucedido a profundidades de varias decenas de km y temperaturas de más 300ºC, donde las rocas ahora duras y frágiles se comportan de manera dúctil. Estas son las condiciones físicas que deben reinar en el interior de las montañas durante su formación y lo que facilita que enormes volúmenes de roca fluyan.

En ocasiones nos parece imposible de imaginar que las cuarcitas que vemos fuesen una especie de plastilina muy viscosa, pero los minerales que encontramos en su entorno y las estructuras son difíciles de reproducir si no es a presiones altas y temperaturas de varios centenares de ºC.

Una dimensión importante de todo este proceso que no hemos comentado es el tiempo. Los procesos geológicos en su mayor parte ocurren a velocidades lentísimas, lo que conlleva que para completarse transcurran millones de años. Como ejemplo, las montañas que en la actualidad se están elevando tienen velocidades de crecimiento comparables a las de nuestras uñas. Si no fuera por la eficiente labor de recorte que ejercen los agentes geológicos externos (erosión, transporte y sedimentación) el Everest tendría algún que otro centenar de metros más.

En nuestro caso las estructuras principales que hemos observado, los pliegues tumbados, se calcula por métodos geocronológicos, que se formaron en torno a los 340 Ma (millones de años). La zona de cizalla basal, con sus pliegues en vaina se estima que se desarrollo unos 10 Ma después y que fue activa durante al menos 10-15 Ma. El cabalgamiento, ese plano de deformación más frío que observaremos en la PARADA-3 debió de ser activo en torno a los 310 Ma. Una historia de 30-40 Ma que ha quedado preservada en los distintos afloramientos que visitamos y que nos da una idea de la escala de los procesos que tienen lugar en el corazón de un orógeno.

6. Itinerario geológico

La Fig. 9 muestra la localización general del los puntos que conforman el itinerario de la presente guía. La duración aproximada del recorrido es de 5-6 horas dependiendo del número de observaciones que realicemos en cada parada. Representa un cómodo paseo por sin necesidad de sortear desniveles importantes. Las precauciones mínimas que deben observarse incluyen la atención a los desniveles naturales en algunos puntos de las paradas y el tráfico en las salidas e incorporaciones al margen de las que dicte el propio sentido común (tiempo, estado de la mar etc). El autor no se hace responsable del uso inadecuado del itinerario.

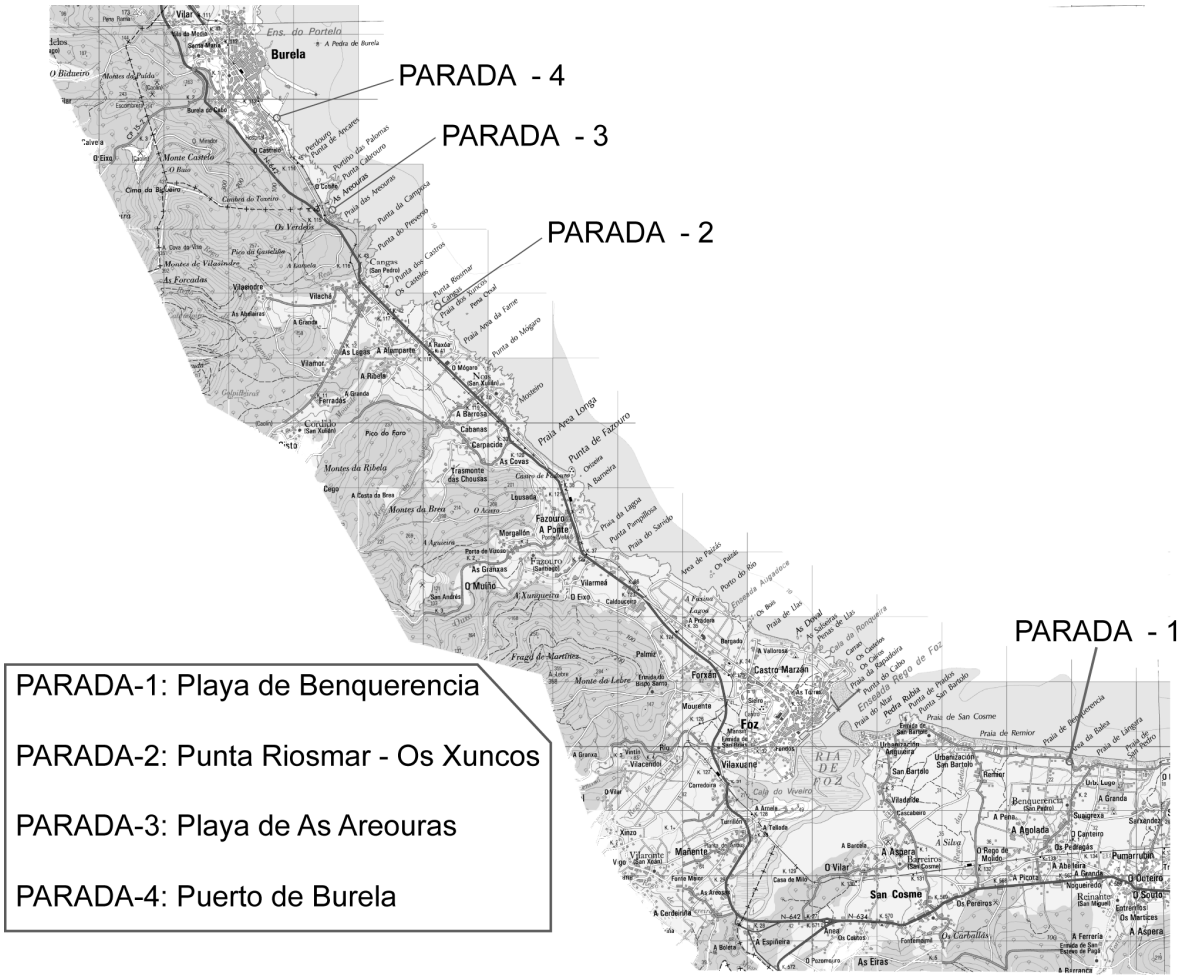


Figura 9: Ubicación de las paradas del itinerario

PARADA -1 : Playa de Benquerencia

En la playa se observan rocas de la unidad de las Capas de Transición, en las que se pueden reconocer algunas estructuras sedimentarias y principalmente pliegues con distintas morfologías. Se reconocen sin problemas los planos de sedimentación cortados por otros planos de origen deformativo: foliación tectónica (Fig. 10). Estos planos son planos de aplastamiento relacionados con el proceso de plegamiento (foliaciones de plano axial) e indican una intensa deformación interna de las rocas.

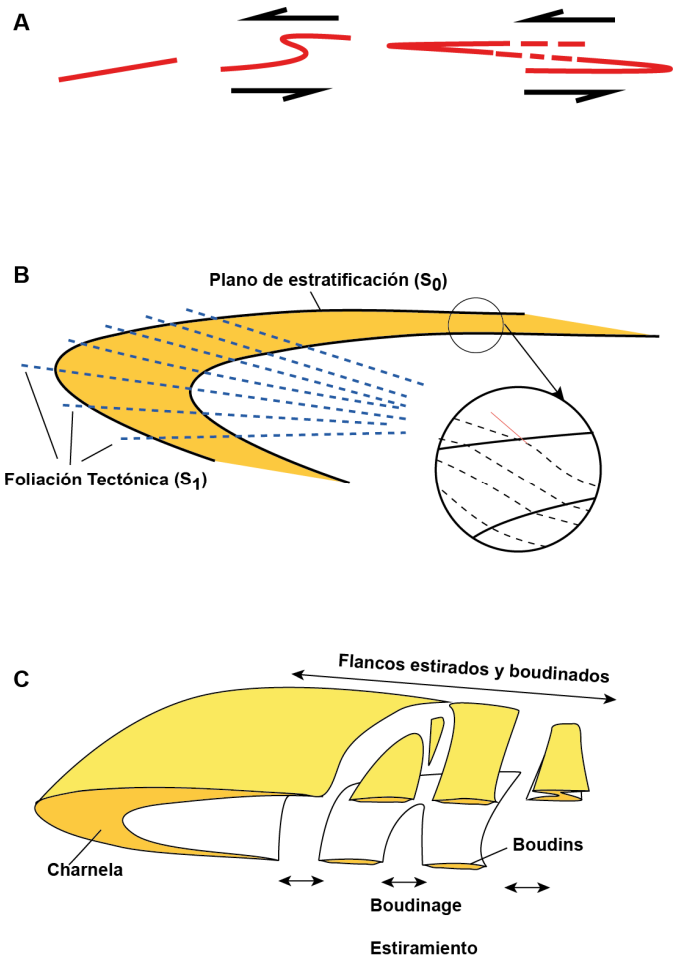


Figura 10: estructuras reconocibles en la PARADA-1. A) secuencia de formación de pliegues asimétricos y estiramiento con boudinage de los flancos. B) relación entre plano de estratificación y el desarrollo de una foliación tectónica de plano axial. C) detalle del desarrollo de flancos estirados y boudinados de un pliegue similar.

Figura 11: pliegues en la playa de Benquerencia.

Por todo el área se reconocen unas rocas de origen ígneo de tipo filoniano y composición ácida, denominadas tradicionalmente *felsitas*. Estas rocas son importantes porque al alterarse se transforman en caolín dando lugar a yacimientos explotables. Composicionalmente están compuestas por feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa, moscovita y biotita, contexturas porfídicas o microgranudas, en algunos casos parecen haberse emplazado a favor de fallas y en otros es frecuente observarlos intruidos de manera paralela a la foliación de las rocas a modo de sills (Fig. 12). ¿Cómo son los que vemos en la Playa de Benquerencia? Si son rocas magmáticas ¿Calientan la roca donde se encajan? ¿Por qué?

Figura 12: dique de felsitas

A lo largo de la playa se puede observar un grado metamórfico bajo, típico de la zona de la biotita. Es este el nivel menos profundo y caliente de los que visitaremos en el itinerario. ¿Se reconocen grandes micas en las rocas? Fijémonos en el aspecto de las rocas pizarrosas para comparar con los siguientes afloramientos.

PARADA - 2: Punta Riosmar – Os Xuncos

Para alcanzar la siguiente parada nos dirigimos en dirección a Burela por la carretera N-642. Al pasar Nois tomaremos el desvío hacia la playa de Os Xuncos donde dejamos el coche. Continuamos andando por un camino en dirección N hasta llegar a Punta Riosmar – Cangas.

En este afloramiento podemos observar un nivel estructural más profundo y estructuras de deformación muy intensa relacionadas con la zona de cizalla basal del Manto de Mondoñedo. Las rocas pertenecen a la Cuarcita inferior de Cándana. Según sea más o menos cuarcítica la litología podemos observar láminas de pliegues con la charnela curvada, y bandas de cizallamiento. Observando con cuidado podremos ver pliegues en vaina, que se identifican como secciones circulares. Estas estructuras indican que las rocas se han comportado de un modo extremadamente dúctil estirándose sin romperse centenares de veces su longitud inicial.

Se observan unas estructuras típicas de las zonas de cizalla: la lineación y la foliación miloníticas. Ambas se originan por la reorganización de los minerales en el interior de la roca para soportar la enorme deformación plástica a la que han sido sometidos. La simetría de las estructuras permite reconocer cómo se estaban deformando las rocas, permiten deducir la cinemática de la zona de cizalla (hacia el Este).

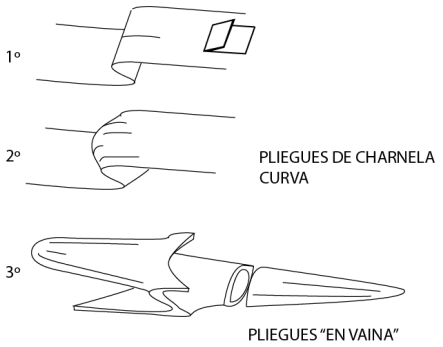
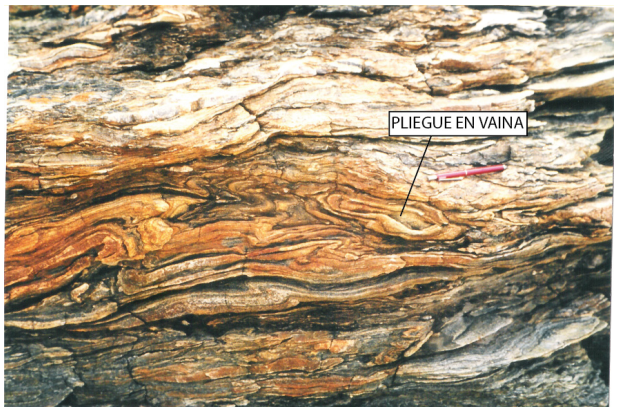


Figura 13: Desarrollo de pliegues de charnela curva y "en vaina". Las morfologías cerradas indican secciones perpendiculares a la vaina y a la dirección de cizallamiento



En esta parada reconocemos otros aspectos interesantes. Por un lado el grado de deformación es mayor y por otro ya no se observan pizarras sino una roca de aspecto hojoso con micas visibles a simple vista que denominamos esquistos. Estas son rocas típicas de un grado metamórfico medio, en el que además podemos reconocer otros minerales creciendo en la roca que dan lugar a pequeños prismas alargados. Dichos minerales

son estaurolitas, aunque aparecen sustituidos por andalucitas en este sector. Son prismas relativamente más duros que las micas que definen la foliación de la roca por lo que aparecen envueltos por ella.

PARADA – 3: Playa de As Areouras

Retomamos la carretera N-642 en dirección a Burela. Poco después de pasar la localidad de Cangas tomaremos la salida en dirección a playa de As Areouras.

En esta playa aflora magníficamente la zona de deformación más fría del Manto de Mondoñedo: el cabalgamiento basal. En la playa reconocemos unas rocas de aspecto esquistoso que pertenecen a la Serie Villalba (Precámbrico), pero no vemos ya los grandes minerales metamórficos que reconocimos en la parada anterior. Sin embargo encontramos que la foliación de las rocas dibuja multitud de pequeños sigmoides si vemos secciones perpendiculares a la misma. Mirando sobre el plano de foliación de la roca se reconocen pequeños círculos micáceos a modo de botones plateados muy característicos.

Estas rocas se denominan “esquistos de botones” o desde un punto de vista más técnico, *filonitas*. Las filonitas son rocas de falla dúctiles, rocas desarrolladas dentro de una zona de deformación. Su particularidad es que los principales minerales que las componen son las micas (= filosilicatos). ¿Cómo se producen estas micas? Son el producto de transformaciones metamórficas que ocurren en la zona de deformación (el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo). Con ayuda de los fluidos, los minerales que había se han transformado en otros estables a menor temperatura. Este proceso se denomina retrogradación. Cuando la temperatura desciende es más difícil deformar a la vez un gran volumen de roca que concentrar la deformación en zonas favorables más estrechas.

Los sigmoides que hemos reconocido se forman porque la roca está repleta de pequeños planos de cizalla denominados estructuras S-C (Fig. 14). La forma de los sigmoides nos dice también cómo se estaban desplazando las rocas con el cabalgamiento basal, nos indican una cinemática de cizallamiento hacia el Este.

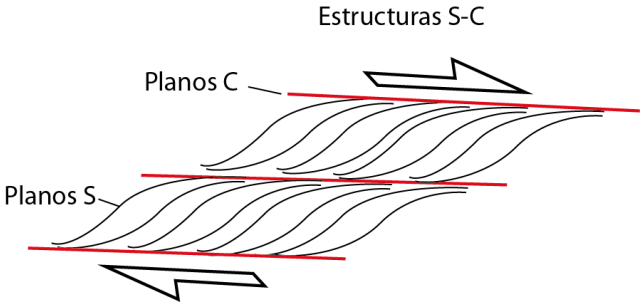


Figura 14: Estructuras S-C desarrolladas en el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo. (playa de As Areouras)

PARADA – 4: Puerto de Burela

Retomamos la carretera hacia Burela, dirigiéndonos hacia el puerto. Al final del mismo se reconocen pliegues que afectan a la Unidad de Cuarcita de Xistral. Estamos por debajo del cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo, por lo que estamos realizando una visita a los materiales que quedan por debajo del mismo, en la Ventana Tectónica de Xistral.

Los pliegues que observamos enlazan anticlinales y sinclinales a lo largo de casi 1 km de costa, desarrollando lo que denominamos un *tren de pliegues*. Estos pliegues se formaron en las primeras etapas de la deformación del área, antes de la formación y emplazamiento del Manto de Mondoñedo. La deformación posterior se encargó de estirarlos y aplastarlos hasta dar los grandes pliegues tumbados que se observan en el Manto de Mondoñedo.

Reconocemos aún algunas estructuras sedimentarias y fenómenos de estiramiento en los flancos, pero de menor entidad que los observados en las paradas anteriores. La preservación de estos pliegues es un caso excepcional y existen muy pocos lugares en el mundo donde se pueda observar la transición que se propone en este itinerario.

En la Fig. 15 se esboza la ubicación de estos pliegues dentro de la evolución general del área.

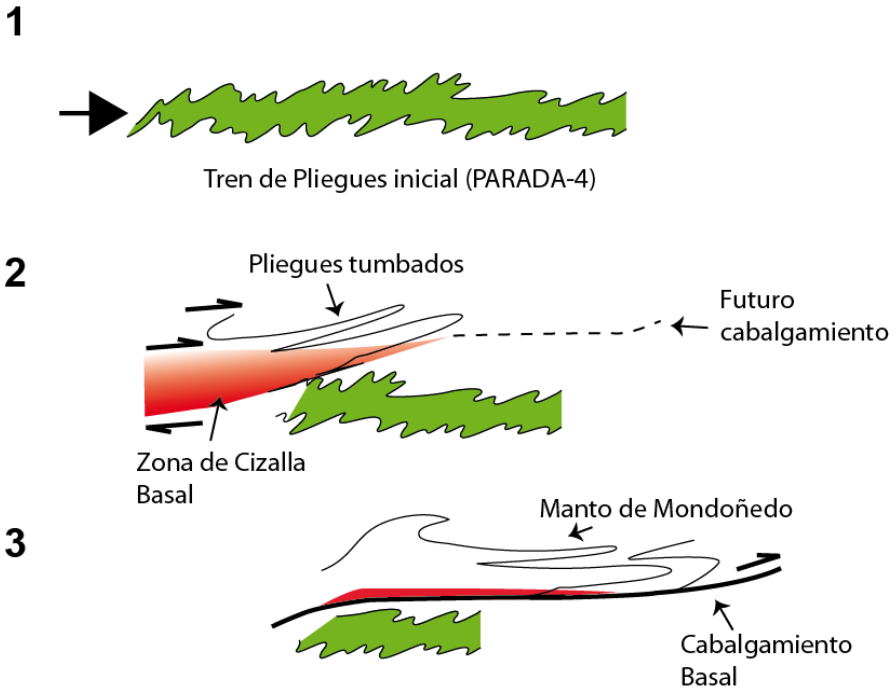


Figura 15: Se representa la evolución estructural del área. En verde la unidad de Cuarcita de Xistral. 1) desarrollo del tren de pliegues inicial. 2) aumento de la deformación tangencial y formación de pliegues tumbados y posteriormente la zona de cizalla dúctil basal. 3) formación del cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo.

Agradecimientos

Agradezco a A. Crespo la invitación a participar en el Geolodía12, que fue el germen de la presente guía. A J. R. Martínez Catalán que puso a mi disposición todos sus conocimientos sobre la geología del Manto de Mondoñedo y su ayuda incondicional. Las investigaciones reflejadas han sido financiadas parcialmente por el Ministerio de Ciencia e Innovación de España a través del proyecto de investigación CGL2011-22728 y el contrato RYC-2010-05818.

Bibliografía y lecturas recomendadas

ALLER, J., y BASTIDA, F. (1993): Anatomy of the Mondoñedo Nappe basal shear zone (NW Spain). Jour. Struct. Geol., 15, 1405–1419.

ARENAS, R. y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (2003): Low-P metamorphism following a Barrovian-type evolution. Complex tectonic controls for a common transition, as deduced in the Mondoñedo thrust sheet (NW Iberian Massif). Tectonophysics, 365, 143–164

BASTIDA, F. y PULGAR, J.A. (1978): La estructura del manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (Costa Cantábrica, NW de España). Trabajos de Geología, 10, 75-124.

GÓMEZ BARREIRO, J., MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., GONZÁLEZ MENÉNDEZ, L., GALLASTEGUI, G., RODRÍGUEZ GARCÍA, A. (en prensa): *Mapa Geológico de España 1:50.000, Nº 9 (FOZ)*, 2ª Edición. IGME**.**

MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1985): Estratigrafía y Estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la zona Asturoccidental-leonesa). Corp. Geol. Gallaeciae, (2ª serie), 2, 291 pp.

MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., ARENAS, R. y DÍEZ BALDA, M.A. (2003): Large extensional structures developed during emplacement of a crystalline thrust sheet: the Mondoñedo nappe (NW Spain). Jour. Struct. Geol., 25, 1815-1839.

MATTE, Ph. (1967): Le Précambrien supérieur schisto-gréseux de l'Ouest des Asturies (Nord-Ouest d l'Espagne) et ses relations avec les series précambriennes plus internes de l'arc Galicien. C. R. Acad. Sc. Paris, 264, 1769-1772

PÉREZ ESTAÚN, A., BASTIDA, F., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., GUTIÉRREZ MARCO, J.C., MARCOS, A., Y PULGAR, J.A. (1990): West Asturian-Leonese Zone: Stratigraphy. En: Pre-Mesozoic Geology of Iberia (R.D. DALLMEYER y E. MARTÍNEZ-GARCÍA, Eds.), Springer-Verlag, Berlín, 92-102.

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, Universidad de Oviedo, 334 pp.

VERA, J.A. (Ed.) (2004): *Geología de España* (2004), SGE-IGME.

WALTER, r., (1966): Resultados de investigaciones geológicas en el Noreste de la provincia de Lugo (NO España). Not. y Com. Inst. Geol. Min. España, 89, 7-16.

COLABORAN

Sociedad Geológica de España

Universidad de Salamanca
Facultad de Ciencias
Departamento de Geología

Ministerio de Economía y Competitividad
Instituto Geológico y Minero de España
aepect

Gobierno de España
Ministerio de Economía y Competitividad
FECYT
Fundación Española para la Ciencia y la Tecnología

Universidad de Salamanca

Depósito Legal: DL S.305-2012

Itinerario geológico didáctico de una sección representativa del Manto de Mondoñedo

geoLogía 12
Lugo

Sociedad Geológica de España

aepect

Ministerio de Economía y Competitividad

Instituto Geológico y Minero de España

Gobierno de España

Ministerio de Economía y Competitividad

FECYT Fundación Española para la Ciencia y la Tecnología

Universidad de Salamanca
Facultad de Ciencias
Departamento de Geología

Universidad de Salamanca

Edición: J. Gómez Barreiro

Depósito Legal: DL S.305-2012