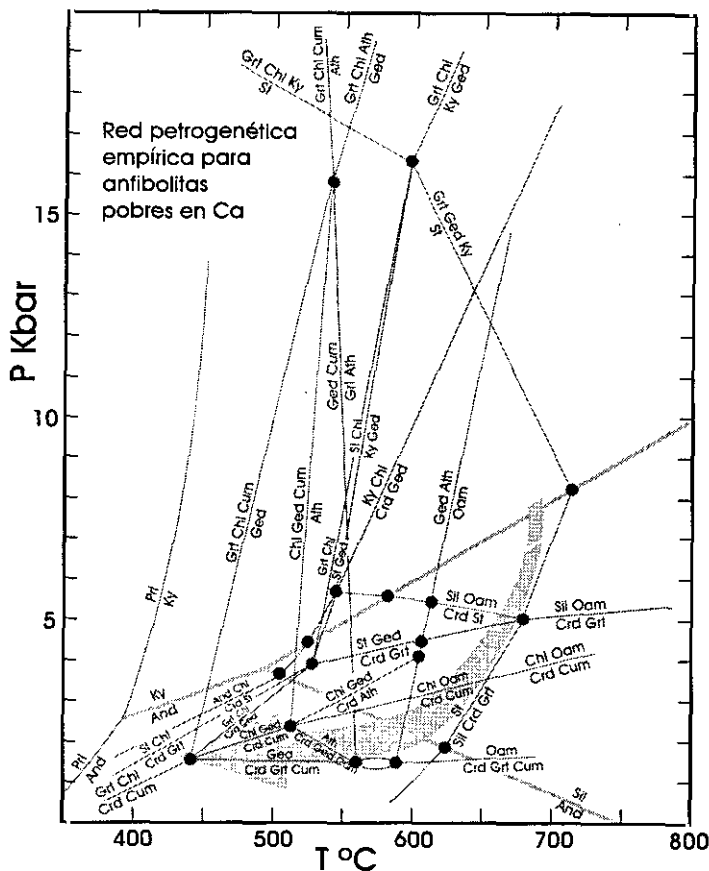




Universidad Complutense de Madrid
 Facultad de Ciencias Geológicas
 Departamento de Petrología y Geoquímica

Petrología Metamórfica y Geocronología de la unidad culminante del Complejo de Ordenes en la región de Carballo (Galicia, NW del Macizo Ibérico)

Jacobo Abati Gómez



R. 11.871

Tesis Doctoral
 Madrid, 2000



Universidad Complutense de Madrid
Departamento de Petrología y Geoquímica

Petrología Metamórfica y Geocronología de la unidad culminante del
Complejo de Ordenes en la región de Carballo
(Galicia, NW del Macizo Ibérico)

Jacobo Abati Gómez

Memoria presentada para optar al Grado de Doctor en Ciencias Geológicas.
Universidad Complutense de Madrid, Enero del 2000

Tesis Doctoral dirigida por los Doctores Ricardo Arenas Martín, Profesor Titular del Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid, Jose Ramón Martínez Catalán, Catedrático del Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca, y Florentino Díaz García, Profesor Titular del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo.

VºBº

Fdo.: Ricardo Arenas
Martín

VºBº

Fdo.: Jose Ramón Martínez
Catalán

VºBº

Fdo.: Florentino Díaz
García

Agradecimientos

Desde estas páginas quiero expresar mi más sincero agradecimiento a todas las personas que de una forma u otra han contribuido a que esta Tesis Doctoral sea una realidad.

Mi agradecimiento más especial va dirigido a Ricardo Arenas, director principal de la Tesis, con quien llevo siete años de fructífera colaboración científica y amistad desde que aceptara la dirección de mi Tesina. Los que le conocemos sabemos que su labor como director de trabajos científicos va mucho más allá de lo habitual, y contar con él supone una garantía de calidad. Espero poder seguir manteniendo esta colaboración en el futuro.

También he podido disfrutar del lujo de contar con otros dos directores, Jose Ramón Martínez Catalán y Florentino Díaz García, cuya ayuda en el campo ha sido esencial. Su colaboración ha enriquecido notablemente el trabajo, mediante la participación en las numerosas discusiones científicas generadas a lo largo de estos años. Agradezco además su paciencia revisando manuscritos.

Al Profesor Greg Dunning, director del Laboratorio de Geocronología de la Memorial University of Newfoundland (Canada), debo agradecerle que me aceptara para trabajar en su laboratorio y su eficaz instrucción en los métodos de geoquímica isotópica, a pesar de mi horrible inglés. Su extrema meticulosidad en los detalles y su interés en que todos los datos de su laboratorio sean de la máxima calidad generan confianza en los resultados.

El aprendizaje de las partes más áridas del método U-Pb se lo debo a Robbie Hicks, que con su gran simpatía hizo además que la estancia en Terranova fuera más agradable. Tampoco olvido a John Ketchum, siempre dispuesto a ayudarme a reconocer monacitas en casos difíciles.

Y por supuesto a los compañeros de pintas en St. Johns, Pablo Valverde, Richard Cox y el mítico Javier Fernández Suárez, ahora compañero de despacho en Madrid. También pusieron sus granitos de arena enseñándome sus trucos para facilitar el trabajo en el laboratorio.

A Pilar Andonaegui y María José Huertas, que alegran el Departamento y las horas de la comida. Pilar además me permitió estudiar sus muestras petrográficas del gabro de Monte Castelo y me cedió algunas fotos.

A Pablo González Cuadra, que con su amistad y buen humor hizo inolvidables algunas jornadas de campo.

A los colegas del Departamento Pedro, Cristina, Luis Carlos, Mustapha, Larbi... que sería de nosotros sin algún café a media mañana.

A mi compañera Laura, que siempre me animó en los momentos más difíciles y nunca me permitió dejarlo por un trabajo. Y al pequeño Nico, aunque sin duda esta Tesis se hubiese terminado antes sin su ayuda.

A mi hermana Marga, que me permitió usar su casa de Laxe en las campañas de campo, a pesar de llenarla de piedras.

Finalmente, a mis padres y a mi familia por su constante apoyo.

Resumen

En esta memoria se presenta el resultado de un estudio integrado de petrología metamórfica y geocronología U-Pb realizado en el sector occidental de la unidad culminante del Complejo de Ordenes. Este complejo es la más extensa de las estructuras alóctonas que afloran en el NW del Macizo Ibérico, caracterizadas por la presencia de varias láminas de origen oceánico que marcan una de las principales suturas del Orógeno Varisco Europeo. El origen de los terrenos situados por encima de la sutura, que colisionaron con el margen septentrional de Gondwana hacia el Devónico Medio, permanece sujeto a debate.

La datación de los principales tipos de rocas ígneas y de fábricas metamórficas, en conjunto con el estudio de su evolución P-T, ha permitido el descubrimiento de un ciclo orogénico pre-varisco en la unidad culminante, poniendo por tanto de manifiesto su naturaleza poliorogénica. Las condiciones máximas de metamorfismo en el área estudiada varían entre la facies de las granulitas y la facies de las anfibolitas, y han podido distinguirse dos láminas con evoluciones metamórficas diferentes: una lámina inferior con metamorfismo granulítico de media-P o transicional hacia alta-P, y una lámina superior con metamorfismo en facies de las anfibolitas.

La lámina inferior comprende el macizo de gabros de Monte Castelo y las litologías asociadas, donde se han identificado dos tipos de granulitas: unas provienen de la recristalización del gabro en zonas de cizalla de alta-T próximas a su base (granulitas básicas), y otras se desarrollan a partir de los enclaves sedimentarios que se encuentran en su interior (granulitas metasedimentarias). Ambos tipos de granulitas reflejan condiciones P-T semejantes y presentan una evolución metamórfica común. Su trayectoria P-T ha sido calculada mediante termobarometría convencional y multiequilibrio (método TWQ), y se caracteriza por una fuerte presurización a altas temperaturas que alcanza unos 10 Kbar y más de 800 °C.

La lámina superior está formada por metasedimentos y cuerpos más pequeños de gabros y ortogneises, con un metamorfismo que alcanza la primera zona de la sillimanita. Los dos cuerpos gabroicos más importantes de la lámina superior son los gabros de Oza y Barrañán. En los contactos entre estos gabros y los metasedimentos de la Serie de Ordenes se han encontrado varios afloramientos de anfibolitas pobres en Ca. Estas litologías desarrollan asociaciones minerales complejas, generalmente adecuadas para el estudio de sus condiciones P-T de formación. Dada la intensa retrogradación y la composición desfavorable de los metasedimentos de la Serie de Ordenes en este sector, se ha preferido utilizar estas anfibolitas para el estudio de la evolución metamórfica. La trayectoria obtenida refleja una descompresión aproximadamente isotérmica a unos 650 °C.

El contacto entre las dos láminas mencionadas, teniendo en cuenta el salto metamórfico sustractivo existente entre ellas, es interpretado como un accidente extensional. El estudio cinemático de la zona de intensa deformación que existe entre las dos láminas, marcada finalmente por el desarrollo de filonitas a partir de los metasedimentos y de algunos cuerpos graníticos deformados asociados a la zona de contacto, indica movimiento del techo hacia el S – SW. No se ha podido determinar la edad de este accidente, que refleja un adelgazamiento cortical que podría corresponder al ciclo Ordovícico o al ciclo Varisco (véase el capítulo 3).

La trayectoria P-T deducida para las granulitas indica un engrosamiento cortical considerable que se produce a altas temperaturas, en el campo de la sillimanita. De acuerdo con los modelos térmicos existentes, este tipo de trayectoria sólo es compatible con una región calentada por un intenso magmatismo de forma previa y/o durante un engrosamiento cortical, lo que resulta característico de arcos magmáticos. La trayectoria de la lámina superior refleja el enterramiento de un nivel situado inicialmente más alejado de los cuerpos ígneos, puesto que no se registra un calentamiento tan intenso. La descompresión isotérmica indica una exhumación a la que probablemente han contribuido procesos tectónicos.

Las dataciones U-Pb de circones del gabro de Monte Castelo (499 ± 2 Ma) y de un granitoide (500 ± 2 Ma) indican la existencia de un evento magmático bimodal próximo al límite Cámbrico – Ordovícico. Las edades de monacitas obtenidas en una granulita metapelítica y en dos muestras de paragneises de la zona de la sillimanita de la Serie de Ordenes ($493 - 498$ Ma) indican que el metamorfismo regional fue prácticamente sincrónico con el magmatismo. También se analizaron rutilos de la misma muestra de granulitas, que proporcionan una edad entre 380 y 390 Ma que se interpreta como el momento de la incorporación de la unidad culminante a la cuña orogénica varisca.

Como consecuencia de todo lo anterior, la unidad culminante se considera originada en un arco magmático, probablemente en un arco de islas, desarrollado durante el Ordovícico Inferior. Fragmentos de este arco fueron posteriormente incorporados al margen de Gondwana durante la colisión varisca, produciéndose la superposición de un metamorfismo en facies de los esquistos verdes al metamorfismo previo de mayor grado.

Indice

1. Introducción	1
1.1 Localización del área estudiada	2
1.2 Objetivos	3
1.3 Síntesis de la geología del Orógeno Varisco en la Península Ibérica	4
2. Geología del Complejo de Ordenes	9
2.1 Unidades basales	11
2.2 Unidades ofiolíticas	18
2.2.1 Unidad de Vila de Cruces	18
2.2.2 Unidades de Careón y Bazar-Carballo	21
2.3 Unidades superiores	26
2.3.1 Unidades de alta presión y alta temperatura (AP-AT)	26
2.3.2 Unidad culminante de media presión (MP)	31
3. La unidad culminante del Complejo de Ordenes en la región de Carballo	35
3.1 Macroestructura	35
3.2 Descripción de las principales litologías	36
3.2.1 Lámina inferior	36
<i>El gabro de Monte Castelo</i>	36
<i>Enclaves metapelíticos en el gabro de Monte Castelo</i>	40
<i>Las rocas basales de la unidad culminante</i>	41
3.2.2 El contacto entre las dos láminas	42
3.2.3 Lámina Superior	42
<i>La Serie de Ordenes</i>	42
3.3 Edad del despegue extensional que separa las dos láminas	43
3.4 Cinemática de las fábricas de bajo grado (facies de los esquistos verdes)	46
3.4.1 Microestructuras en los paragneises filonitizados	48
3.4.2 Microestructuras en los granitoides filonitizados	48
3.5 Petrografía	48
3.5.1 Granulitas en cizallas en la base del gabro de Monte Castelo (granulitas básicas)	49
3.5.2 Enclaves metasedimentarios en el gabro de Monte Castelo (granulitas metapelíticas)	53
3.5.3 Granitoides situados en el contacto entre las dos láminas	57
3.5.4 Metasedimentos de la Serie de Ordenes	58
3.5.3 Anfibolitas pobres en Ca	60
4. Química mineral y termobarometría	67
4.1 Granulitas básicas y granulitas metapelíticas	68
4.1.1 Química mineral	68
<i>Granate</i>	69
<i>Ortopiroxeno</i>	79
<i>Plagioclasa</i>	80
<i>Biotita</i>	80
<i>Anfibol</i>	81

<i>Óxidos de Fe-Ti</i>	82
4.1.2 Termobarometría	84
4.1.2.1 Termobarometría multiequilibrio en granulitas	84
4.1.2.2 Termobarometría convencional	94
4.2 Anfibolitas pobres en Ca	99
4.2.1 Química mineral	99
<i>Granate</i>	99
<i>Anfíboles ferromagnesianos</i>	101
<i>Plagioclasa</i>	103
<i>Biotita</i>	103
<i>Cordierita</i>	104
<i>Estaurolita</i>	104
<i>Óxidos de Fe-Ti</i>	104
4.2.2 Estimación de las condiciones P-T	104
5. Trayectorias P-T y origen de las granulitas de la unidad culminante	111
5.1 Evolución P-T de las granulitas de la unidad culminante	111
5.2 Evolución P-T de las anfibolitas pobres en Ca	119
6. Geocronología	121
6.1 Investigaciones geocronológicas previas en las unidades superiores de los complejos alóctonos	121
6.2 Descripción de las muestras y resultados geocronológicos	127
6.3 Discusión	138
6.3.1 Edad del magmatismo	138
6.3.2 Edades del metamorfismo	139
7. Origen de la unidad culminante: contexto geodinámico e implicaciones para las interacciones Gondwana-Laurentia durante el Paleozoico Inferior	143
7.1 Contexto geodinámico	143
7.2 Implicaciones para las interacciones Gondwana-Laurentia durante el Paleozoico Inferior	145
7.2.1 Introducción	145
7.2.2 Relaciones entre la unidad culminante y la evolución de los continentes paleozoicos	148
8. Conclusiones	151
8.1 Evolución tectonometamórfica	151
8.2 Geocronología	152
8.3 Conclusiones y discusión general respecto al origen y evolución de la unidad culminante del Complejo de Ordenes	153
Bibliografía	155
Apéndice 1: Técnicas analíticas U-Pb	167
Apéndice 2: Análisis de minerales	175

Capítulo 1

Introducción

Los Complejos Alóctonos del NW del Macizo Ibérico contienen una de las suturas de la Cadena Varisca Europea, que está marcada por la presencia de varias escamas de litosfera oceánica, las denominadas unidades ofiolíticas (Arenas *et al.*, 1986; Ribeiro *et al.*, 1990). Afloran en grandes estructuras sinformales de tipo "klippe", generadas durante la etapa tardía de replegamiento del ciclo varisco, ocupan la posición estructural culminante y se encuentran situados en Galicia (Complejo de Cabo Ortegal, Complejo de Ordenes y Unidad de Malpica-Tui) y en el Trás-os-Montes portugués (Complejos de Bragança y Morais). Los complejos están constituidos internamente por una serie de unidades apiladas al inicio de la deformación varisca, que pueden diferenciarse por su posición relativa, litología y distinta evolución tectonotermal, y han sido interpretadas como originadas en distintos ambientes paleogeográficos (Martínez Catalán *et al.*, 1997). Durante su apilamiento y exhumación estas unidades fueron desmembradas y adelgazadas, lo que, junto con los efectos de plegamiento y fracturación debidos a las fases tectónicas más tardías, configura su disposición actual (Martínez Catalán *et al.*, 1996). De muro a techo, las unidades que forman los Complejos Alóctonos pueden ser agrupadas en tres conjuntos principales: unidades basales, ofiolíticas y superiores (Figs. 1.1 y 1.2). Las unidades superiores pueden dividirse a su vez en unidades de alta presión y alta temperatura (AP-AT), situadas en la parte basal, y unidades culminantes de media presión (MP), situadas por encima.

La presencia de una sutura, unida al resto de las características geológicas del orógeno, apuntan hacia un desarrollo orogénico típicamente colisional. De este modo, los conjuntos situados por debajo de la sutura (es decir, por debajo de las unidades ofiolíticas)

representarían uno de los elementos colisionantes, mientras que las unidades situadas a techo corresponderían al elemento conjugado, situado inicialmente en el otro extremo del océano representado por las unidades ofiolíticas. Parece que existe un acuerdo general en identificar las unidades a muro de la sutura como el margen continental de Gondwana (p.e. Paris y Robardet, 1977; Blaise y Bouyx, 1980; Martínez Catalán, 1990), mientras que el origen de las unidades situadas por encima (unidades superiores de los Complejos Alóctonos) está sujeto a discusión, en parte debido a la falta de suficientes datos geológicos, sobre todo en lo que respecta a la datación precisa de eventos metamórficos y deformativos. Esta falta de datos afecta principalmente a la unidad culminante de MP, quizás la unidad más desconocida de los Complejos Alóctonos, a pesar de que ocupa una gran extensión en algunos de ellos, particularmente en el Complejo de Ordenes, y sobre la que no existía ningún dato isotópico significativo acerca de sus fases principales de deformación y metamorfismo cuando se inició la presente investigación; únicamente existían escasos datos sobre edades de cuerpos ígneos y deformaciones tardías, como se analizará en capítulos posteriores de esta memoria.

El objetivo principal planteado en esta Tesis Doctoral es el estudio de un sector de la unidad culminante del Complejo de Ordenes, tanto desde el punto de vista de su evolución metamórfica como de su cronología isotópica, para intentar de esta forma mejorar el conocimiento de esta unidad y de su relación con el resto de la Cadena Varisca. Este estudio es considerado de particular importancia, puesto que, como se ha mencionado, es uno de los terrenos donde existía hasta ahora un menor conocimiento de su historia deformativa y metamórfica, y puede jugar un papel clave para establecer el origen y evolución del elemento

colisionante situado por encima de la sutura, y por tanto para mejorar el conocimiento de las interacciones Gondwana-Laurentia durante el Paleozoico. El estudio de la evolución tectonotermal de esta unidad, en combinación con los datos de edades isotópicas, han permitido identificarla como un elemento con una evolución tectonotermal pre-varisca, que registró un evento orogénico de edad cercana al límite Cámbrico - Ordovícico que incluye un episodio magmático bimodal prácticamente contemporáneo con un metamorfismo que alcanzó alto grado. El descubrimiento de este evento orogénico se considera la aportación más relevante de este trabajo. Su interpretación y significado se discutirá detalladamente a lo largo de esta memoria.

1.1 Localización del área estudiada

El Complejo de Ordenes es la más extensa de las mega-estructuras autóctonas del NW del Macizo Ibérico y se halla situado en su mayor parte en la provincia de La Coruña (Galicia, NW de la Península Ibérica), excepto su extremo sur, que se encuentra en la provincia de Pontevedra. Presenta una forma semi-elíptica, alargada en dirección N-S, con una longitud máxima de 120 Km y una anchura máxima de 75 Km, quedando abarcado entre los 42° 25' y 43° 40' de latitud N y entre los 7° 55' y 8° 50' de longitud W. Su límite N es el Océano Atlántico y los demás límites los constituyen contactos tectónicos con otras unidades geológicas.

El área estudiada corresponde al sector occidental de la unidad culminante del Complejo de Ordenes y está incluida dentro de las hojas escala 1:50.000 del I.G.N. N^{os} 44, 69, 21 y 45, siendo Carballo la localidad más importante dentro de la zona considerada. Su límite W es un contacto cabalgante con la unidad ofiolítica de Bazar-Carballo y el N el Océano Atlántico.

Los límites E y S se han situado de una manera convencional, en función de las necesidades del estudio, escogiendo para el primero el contacto de la unidad culminante con la granodiorita de La Coruña y para el segundo las proximidades del contacto S del gabro de Monte Castelo (Figs. 1.2 y 2.1).

1.2 Objetivos

La presente Tesis Doctoral ha sido desarrollada en el Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid, y para ello se contó con la ayuda de una Beca Predoctoral de esta misma universidad. Este trabajo se integra en el marco de un equipo de investigación que lleva más de una década estudiando la estructura, origen y evolución del Complejo de Ordenes. En el transcurso de la investigación el autor de esta memoria ha participado en dos proyectos de investigación financiados por la Dirección General de Investigación Científica y Técnica (proyectos PB94-1396-CO2 y PB97-0234-CO2). Hay que resaltar que en dicho equipo de investigación colaboran científicos de los Departamentos de Geología de la Universidad de Salamanca y de la Universidad de Oviedo, además de los pertenecientes a la Universidad Complutense, contando la Tesis con un codirector de cada una de estas universidades. En este contexto, se seleccionó como tema de estudio la evolución tectonotermal de un sector de la unidad culminante del Complejo de Ordenes, que es la que ocupa una mayor extensión cartográfica y, sin embargo, es probablemente la unidad sobre la que actualmente existe menos información geológica. La realización de esta Tesis se planteó con dos objetivos fundamentales:

(1) Estudio de la evolución metamórfica de la unidad culminante del Complejo de Ordenes. Esta unidad ocupa la posición estructural más

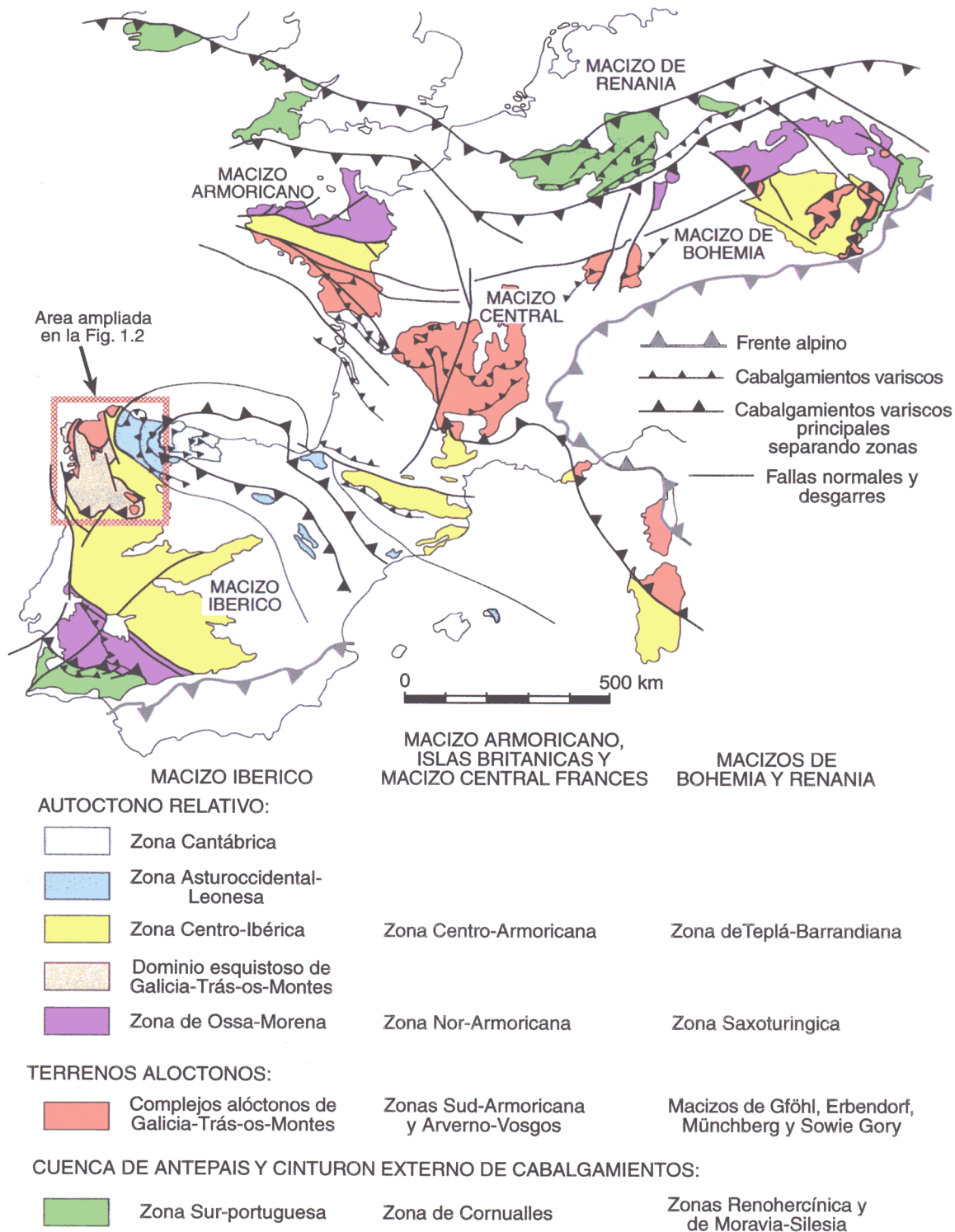


Figura 1.1. Esquema geológico general del Orógeno Varisco en Europa occidental, donde se muestran las distintas zonas del Macizo Ibérico y su correlación con el resto de los macizos variscos. Según Martínez Catalán (1990).

elevada del Orógeno Varisco Ibérico, y el establecimiento en detalle de su evolución tectonotermal es fundamental para mejorar el conocimiento de los primeros episodios del ciclo orogénico. Los objetivos a alcanzar son la caracterización del metamorfismo y del gradiente metamórfico, el establecimiento de posibles isogradas y zonas metamórficas y la obtención de trayectorias P-T a partir de técnicas termobarométricas.

(2) Estudio geocronológico mediante la técnica U-Pb de fábricas tectónicas y de protolitos ígneos. La aplicación de técnicas geocronológicas precisas es una de las herramientas más poderosas para descifrar la evolución de los orógenos, posibilitando el acotamiento en el tiempo de eventos tectonotermales. Se planteó, por tanto, el estudio geocronológico de las rocas metasedimentarias de la Serie de Ordenes y de las rocas ígneas intrusivas en ella, con el objetivo de obtener la edad de las fábricas metamórficas y de los protolitos.

Finalmente, tras la consecución de los objetivos anteriores, se pretende la integración de todos los datos en un modelo de evolución tectonotermal para la unidad culminante del Complejo de Ordenes, y la discusión de sus implicaciones en el marco de las interacciones Gondwana-Laurentia durante el Paleozoico.

La metodología seguida se irá explicando en cada caso a lo largo de esta memoria, y una explicación detallada de los métodos petrológicos y geocronológicos puede encontrarse en los apéndices. Los resultados obtenidos se presentan en la forma de esta memoria, que se ha estructurado en los siguientes capítulos:

Capítulo 1: Capítulo introductorio, en el que se presenta la zona estudiada, su localización

geográfica y geológica y los objetivos generales.

Capítulo 2: Donde se realiza una descripción de las principales características geológicas del Complejo de Ordenes y de las unidades que lo forman.

Capítulo 3: Dedicado a la descripción general de la unidad culminante en la región de Carballo, incluyendo la descripción macro y microscópica de todas las litologías.

Capítulo 4: Dedicado al metamorfismo y evolución termal de la unidad culminante y que incluye los apartados de química mineral y termobarometría.

Capítulo 5: Discusión sobre las trayectorias P-T obtenidas para la unidad culminante.

Capítulo 6: Donde se presentan los resultados geocronológicos.

Capítulo 7: Capítulo de discusión sobre el contexto geodinámico de la unidad culminante.

Capítulo 8: Conclusiones generales.

1.3 Síntesis de la geología del Orógeno Varisco en el NW de la Península Ibérica

El Orógeno Varisco del NW de la Península Ibérica y del Macizo Armoricano se continúan a ambas orillas del Golfo de Vizcaya (Figs. 1.1 y 1.2), definiendo una geometría arqueada denominada Arco Ibero-Armoricano. El orógeno se formó como consecuencia de la colisión entre Laurentia y Gondwana (Lefort, 1989; Martínez Catalán *et al.*, 1997), y muestra dos dominios principales con pronunciadas diferencias litológicas y estructurales que se resumen en la Fig. 2.10. El dominio inferior es el autóctono relativo y el superior corresponde a los

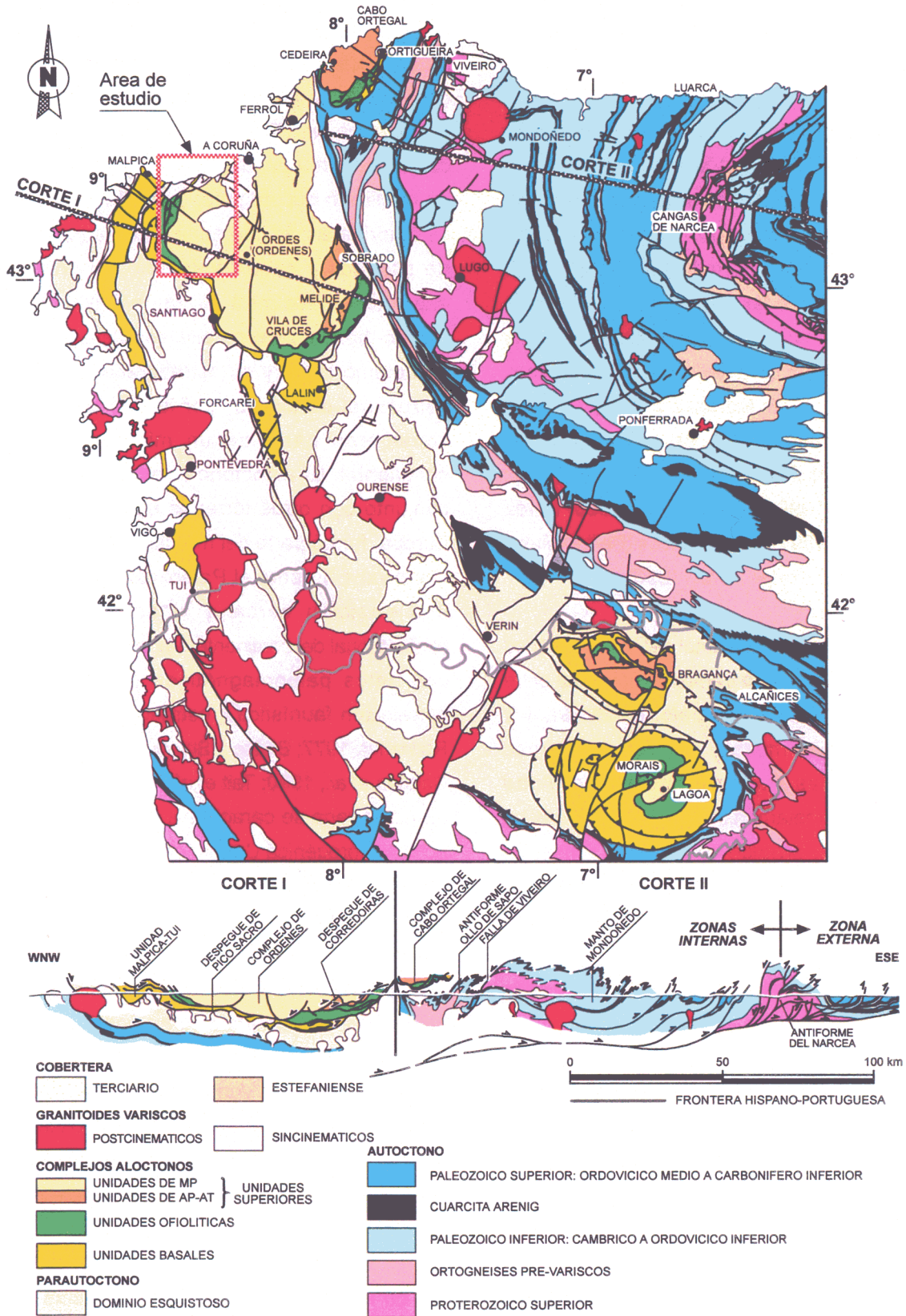


Figura 1.2. Mapa geológico del NW del Macizo Ibérico en el que se encuentran representados los Complejos Alóctonos de Galicia-Trás-os-Montes y las unidades tectonoestratigráficas en que se dividen. Según Martínez Catalán *et al.* (1997).

denominados Complejos Alóctonos, cuyas características principales se describen a continuación.

El Macizo Ibérico es el afloramiento más occidental del Orógeno Varisco Europeo, y sus características geológicas en el sector NW han sido descritas en detalle por numerosos autores, por lo que en este apartado sólo se aporta un breve resumen de las que se han considerado más significativas. Existen trabajos sintéticos que recopilan las características metamórficas (Arenas *et al.*, 1986; Martínez y Rolet, 1988; Gil Iburguchi y Arenas, 1990), estructurales (Matte, 1986; Martínez Catalán *et al.*, 1990, 1996; Díez Balda *et al.*, 1990; Ribeiro *et al.*, 1990; Pérez Estaún *et al.*, 1991) y magmáticas (Bellido Mulas *et al.*, 1987; Corretgé *et al.*, 1990).

En la parte noroccidental del Macizo Ibérico puede observarse una transición completa entre las zonas externas con deformación frágil y tectónica epidérmica y las zonas internas caracterizadas por una intensa actividad magmática y metamórfica. Tradicionalmente ha venido siendo dividido en distintas zonas, en función de sus características estratigráficas, tectónicas, y petrológicas (Lotze, 1945; Julivert *et al.*, 1972), que en general, pueden correlacionarse con la zonación interna de otros macizos variscos europeos (Fig. 1.1).

Los Complejos Alóctonos son elementos exóticos que incluyen unidades de origen variable que han sufrido un largo desplazamiento. Se encuentran cabalgando sobre diversas unidades litotectónicas que en conjunto representan un autóctono relativo Ibérico (Ribeiro *et al.*, 1990). En concreto, los Complejos Alóctonos cabalgan sobre un parautóctono conocido como el dominio esquistoso y, en conjunto, definen la denominada Zona de Galicia - Trás-os-Montes (Farias *et al.*, 1987), localizada en la zona axial del orógeno.

El dominio esquistoso de Galicia - Trás-os-Montes, la Zona Centro-Ibérica, la Zona Asturoccidental-Leonesa y la Zona Cantábrica constituyen el autóctono relativo Ibérico en el NW peninsular (Fig. 1.1). Los tres primeros conjuntos corresponden a las zonas internas y de transición del orógeno, y el último tiene las características de una zona externa (cinturón de pliegues y cabalgamientos). El dominio esquistoso cabalga a su vez sobre la Zona Centro-Ibérica, pero no existen diferencias en el metamorfismo y su estratigrafía e historia estructural es similar, por lo que ambos se consideran parte de un mismo conjunto continental. El autóctono relativo Ibérico, en conjunto con otros terrenos equivalentes en Europa, formó parte del margen continental de Gondwana durante el Paleozoico, situado en una posición cercana al actual margen septentrional del continente Africano, de acuerdo con datos paleomagnéticos y criterios de correlación faunística y estratigráfica (Paris y Robardet, 1977; Blaise y Bouyx, 1980; Martínez Catalán *et al.*, 1990; Tait *et al.*, 1997). El margen de Gondwana se caracteriza por registrar una actividad orogénica Cadomiense, el equivalente europeo del orógeno Pan-Africano (Quesada, 1990; Quesada *et al.*, 1991; Oschner, 1993), y por el desarrollo de un proceso de "rifting" continental Cambro-Ordovícico. Este "rifting" estuvo probablemente relacionado con la separación del microcontinente Avalón (en el sentido de Van der Voo, 1979) de Gondwana, y es el origen de la apertura del océano Rheico (Fortey y Cocks, 1988; Prigmore *et al.*, 1997; Mac Niocaill *et al.*, 1997; Martínez Catalán *et al.*, 1997).

En el autóctono pueden distinguirse dos secuencias sedimentarias pre-orogénicas. La inferior es una potente sucesión terrígena de edad Proterozoico Superior, monótona y con facies turbidíticas, comparable al Brioveriense

de Francia (Cogné, 1974; D'Lemos *et al.*, 1990), y está acompañada de un magmatismo félsico datado entre 620-570 Ma (Lancelot *et al.*, 1985; Allegret e Iglesias Ponce de León, 1987). La secuencia superior consiste en una serie que comprende desde el Cámbrico hasta el Devónico, sus facies corresponden mayoritariamente a sedimentos de plataforma continental somera intruidos por rocas volcánicas y granitoides datados entre 490 y 450 Ma (García Casquero *et al.*, 1985; Lancelot *et al.*, 1985; Gebauer, 1993; Valverde Vaquero y Dunning, 1997), que probablemente están relacionados con una actividad extensional (Liñán y Quesada, 1990; Robardet y Gutiérrez Marco, 1990; Martínez Catalán *et al.*, 1992). En las zonas externas se conservan depósitos sin-orogénicos devónicos y carboníferos que están afectados

por la tectónica de cabalgamientos (Marcos y Pulgar, 1982).

El dominio esquistoso muestra una estructura interna imbricada, y limita con el autóctono por un cabalgamiento basal (Ribeiro, 1974; Farias *et al.*, 1987). Está formado por metasedimentos paleozoicos y ortogneises félsicos que pueden correlacionarse con los del autóctono, del que se diferencia fundamentalmente por un mayor espesor de la secuencia silúrico-devónica. Por su posición tectónica debe corresponder a una parte más distal del margen continental.

La geología de los Complejos Alóctonos se describirá detalladamente en el siguiente capítulo, centrado sobre todo en el Complejo de Ordenes.

Capítulo 2

**Geología del Complejo
de Ordenes**

El Complejo de Ordenes constituye un apilamiento de mantos separados entre sí por cabalgamientos y despegues extensionales. Su geometría actual está en parte controlada por la interacción entre grandes pliegues levantados y sistemas de fallas, ambos posteriores al apilamiento de los mantos y a los principales accidentes extensionales. La estructura general es sinformal y es el resultado del desarrollo de una serie de pliegues de plano axial subvertical y ejes N-S a NE-SW, que probablemente están en relación con grandes fallas de desgarre senestras, entre las que cabe destacar la zona de cizalla de Palas de Rei (Fig. 2.1), situada en el límite oriental del complejo (Martínez Catalán *et al.*, 1996). El cabalgamiento original que emplazó el complejo sobre el parautóctono se encuentra casi siempre afectado por accidentes extensionales o desgarres posteriores, por lo que sólo puede observarse en ciertas zonas del S del complejo, en las unidades de Lalín y Forcarei. El más continuo de los accidentes extensionales con fuerte expresión cartográfica es el despegue de Pico Sacro (Van Zuuren, 1969; Marquínez García, 1984; Martínez Catalán *et al.*, 1996), que constituye los límites NW, W y SE del complejo y puede seguirse a lo largo de unos 140 Km. En ocasiones corta a los granitos aluminicos variscos, y a lo largo de su extensión se pueden observar criterios cinemáticos que indican un movimiento del techo hacia el NW. El despegue de Pico Sacro corta a un sistema de despegues más antiguos que limitan las distintas unidades y que aparecen intensamente plegados por los pliegues levantados de traza axial N-S. Basándose en criterios de superposición y en edades isotópicas obtenidas en las fábricas miloníticas relacionadas con estos despegues (Dallmeyer *et al.*, 1997) se ha propuesto que el funcionamiento de los despegues más antiguos es en parte simultáneo con el emplazamiento de la unida basal sobre el parautóctono, y anterior al desarrollo de la

primera fase de deformación en dicho dominio. Estas consideraciones llevaron a proponer un modelo de evolución basado en un proceso de extensión sinconvergente seguida de un colapso gravitatorio (Martínez Catalán *et al.*, 1996; Díaz García, 1999b). Esta actividad tectónica es la responsable de que las unidades del complejo aparezcan desmembradas y sean discontinuas. El límite oriental del complejo es la mencionada zona de cizalla de Palas de Rei, cuya actuación fue contemporánea con el emplazamiento de los granitoides del macizo de la Espenuca. El límite noroccidental está doblado por otra zona de cizalla transcurrente dextra, que adelgaza las unidades y también lleva asociada un cierto volumen de granitoides (Fig. 2.1). Ambos cizallamientos parecen relacionarse con los últimos movimientos convergentes del orógeno, el cierre final de arco Ibérico-Armoricano y una tectónica tardía de escape (Martínez Catalán, 1990). El Complejo de Ordenes se encuentra separado de la Unidad de Malpica-Tui y del Complejo de Cabo Ortegal por desgarres y estrechos antiformes, de manera que algunas de sus unidades pueden seguirse en los demás complejos (Fig. 1.2).

La evolución estructural del Complejo de Ordenes puede resumirse de una manera esquemática en los siguientes puntos:

- Apilamiento de grandes mantos de distinto origen, incluyendo láminas de corteza oceánica, y formación de grandes pliegues acostados.
- Emplazamiento sobre el autóctono mediante cabalgamientos y comienzo de la actividad extensional en la parte superior de la cuña orogénica; simultáneamente, la convergencia continúa en la parte inferior.
- Colapso gravitatorio con desarrollo de distintas generaciones de despegues que

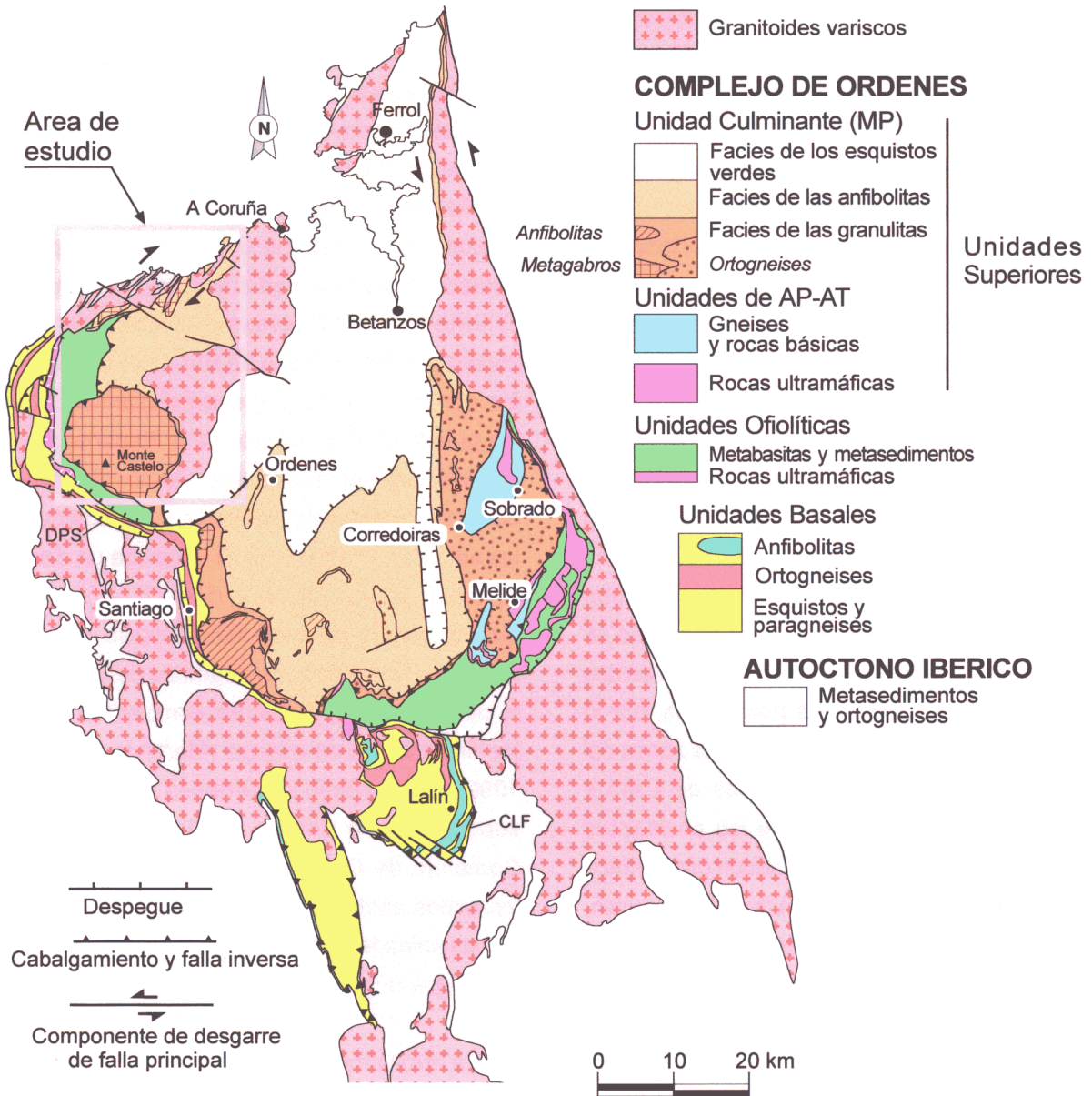


Figura 2.1. Mapa geológico del Complejo de Ordenes, donde pueden apreciarse las distintas unidades que lo componen y las zonas metamórficas de la unidad culminante. CLF, cabalgamiento de Lalín-Forcarei; DPS, detachment de Pico Sacro. Según Abati *et al.* (1999).

se cortan entre sí y cortan a los cabalgamientos previos.

- Finalmente se producen desgarres y al menos dos generaciones de pliegues de plano axial subvertical que originan figuras de interferencia, principalmente en forma de domos y cubetas.

En el Complejo de Ordenes afloran todas las unidades descritas en los Complejos Alóctonos del NW del Macizo Ibérico, que de muro a techo son: unidades basales, ofiolíticas, de AP-AT y unidades culminantes de MP. A continuación se realiza una descripción de estas unidades y de su significado geodinámico.

2.1 Unidades basales

Ocupan la posición estructural inferior en el Complejo de Ordenes y consisten esencialmente en una sucesión de esquistos y paragneises con intercalaciones de ortogneises (composicionalmente variables desde calcoalcalinos hasta peralcalinos), anfíbolitas y distintos tipos de eclogitas.

No existen ofiolitas entre las unidades basales y el parautoctono, por lo que se considera que éstas también formaban parte del margen continental de Gondwana, aunque su posición justo por debajo de las ofiolitas sugiere que se trata de la parte más distal de dicho margen (Arenas *et al.*, 1986). Su consideración como unidades aloctonas se basa en el importante contraste estructural y metamórfico que existe entre ellas y el parautoctono (Martínez Catalán *et al.*, 1996). En el parautoctono la evolución estructural puede resumirse en la existencia de una foliación de crenulación generalizada (S_2), mientras que las unidades basales presentan una secuencia más larga, que se encuentra bien caracterizada en la unidad de mayor anchura cartográfica, la unidad de Lalín. En esta unidad la foliación milonítica (S_2) esta doblada por un pliegue recumbente de tamaño kilométrico, en cuyo flanco inverso se sitúa el cabalgamiento basal de esta unidad sobre el parautoctono. Desde el punto de vista metamórfico, el parautoctono presenta una evolución de presión intermedia y de temperatura moderada a alta, con migmatización frecuente, en contraste con las unidades basales, cuya evolución tectonothermal se caracteriza por el desarrollo de un episodio inicial de alta presión y temperatura baja a moderada (Arenas *et al.*, 1995 y 1997). Las características concretas de este metamorfismo de alta-P se consideran relacionadas con la evolución del complejo de subducción cortical

que afectó al margen más externo de Gondwana al comienzo del ciclo varisco (Martínez Catalán *et al.*, 1996).

Las unidades basales del Complejo de Ordenes reciben nombres locales: la unidad de Santiago, con una forma alargada y que limita por el W el complejo (Martínez Catalán *et al.*, 1984); la unidad de Agualada, una pequeña escama tectónica que cabalga sobre la unidad de Santiago (Díaz García, 1990) y las unidades de Lalín y Forcarei, situadas al S del complejo (Marquínez García, 1984; Martínez Catalán *et al.*, 1996).

Dataciones palinológicas en los metasedimentos de la Unidad de Malpica-Tui (equivalente a las unidades basales del Complejo de Ordenes y separada de ellas únicamente por un estrecho antiforme), sugieren una edad Ordovícico Inferior a Medio para la serie sedimentaria (Fombella Blanco, 1984). La mayor parte de los ortogneises se encuentran al N de la unidad de Lalín y en una banda alargada que recorre las unidades de Santiago y Agualada (Fig. 2.1). El espesor actual de los diferentes cuerpos de ortogneises es muy variable, y su origen se considera plutónico, de acuerdo con criterios texturales. La forma marcadamente tabular de algunos cuerpos de ortogneises y la foliación milonítica que presentan indican una intensa deformación y aplastamiento. Las edades isotópicas obtenidas en estos ortogneises son equivalentes a las publicadas para otros sectores de las unidades basales de los complejos, y en conjunto sugieren que los protolitos se emplazaron hace 480-460 Ma (Van Calsteren *et al.*, 1979; García Garzón *et al.*, 1981; Priem *et al.*, 1970; Rb-Sr en roca total; Santos Zalduegui *et al.*, 1995; U-Pb en circones). Las anfíbolitas son relativamente comunes y aparecen en bandas centimétricas a métricas, más abundantes hacia techo, por encima de los

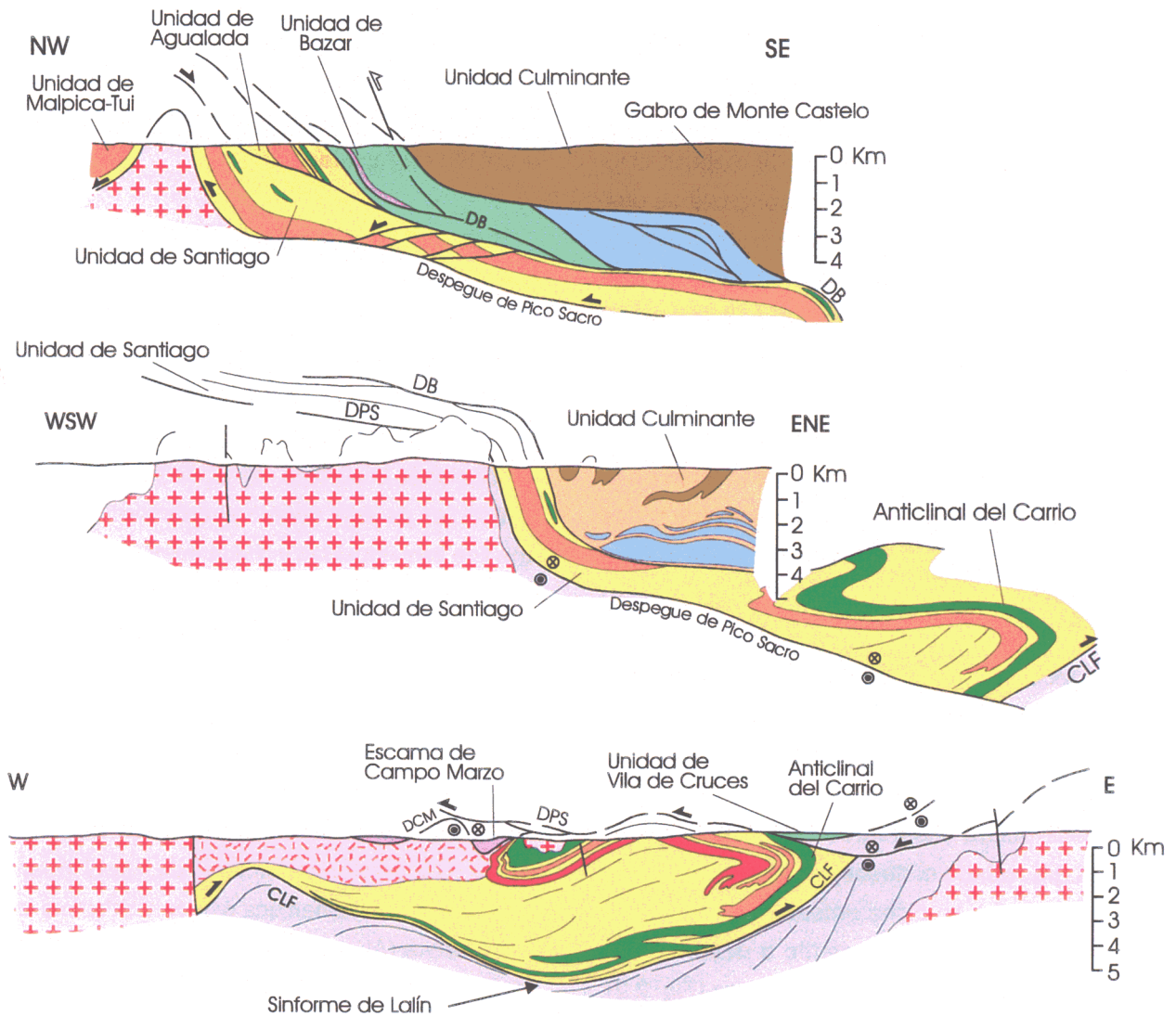
cuerpos principales de ortogneises. Las eclogitas son muy escasas, y en buen estado de conservación sólo se preservan en lentejones centimétricos a métricos incluidos generalmente en los ortogneises de las unidades de Santiago y Agualada (Arenas *et al.*, 1997). Este magmatismo bimodal se considera relacionado, al igual que el magmatismo félsico del autóctono, con un episodio de "rifting" de edad Ordovícica (Van Calsteren y Den Tex, 1978; Gil Iburguchi y Ortega Gironés, 1985; Pin *et al.*, 1992).

Estructura: La macroestructura de las unidades basales está determinada por la presencia de un gran pliegue recumbente, el pliegue del Carrio (Marquínez García, 1984; Martínez Catalán *et al.*, 1996), cuya zona de charnela aflora al NE de la unidad de Lalín. Es un antiforme de vergencia E con un eje NNW-SSE e inmersión de 10 a 20° NNW. En el sur de Lalín se encuentra el flanco inverso, marcado por una banda con abundantes anfibolitas que parecen dibujar dos pliegues menores muy apretados. El flanco normal continúa hacia el W y N, constituyendo las unidades de Santiago y Agualada (Fig. 2.2), mientras que el inverso lo hace por la unidad de Forcarei. De acuerdo con esta interpretación, todas las unidades basales del Complejo de Ordenes forman parte de una misma unidad alóctona.

La foliación regional en Lalín forma un ángulo de entre 10 y 20° con la estratificación y el bandeado litológico, y transecta los dos flancos del anticlinal del Carrio. Hacia la parte basal de la unidad la foliación gira y se paraleliza al cabalgamiento basal de Lalín-Forcarei (Fig. 2.2). Martínez Catalán *et al.* (1996) sugieren que estas estructuras están relacionadas, originándose los pliegues y la foliación en una amplia zona de cizalla regional que, teniendo en cuenta las relaciones geométricas entre la

foliación y el cabalgamiento, darían un sentido de cizallamiento hacia el E. El cabalgamiento de Lalín-Forcarei separa las unidades basales del parautóctono y es una zona de cizalla con milonitas y ultramilonitas de 40 a 80 m de espesor. El pliegue del Carrio y el cabalgamiento se producirían durante el emplazamiento de las unidades basales sobre el parautóctono con un movimiento de techo hacia el E. Otro importante cabalgamiento es el que pone en contacto las unidades de Santiago y Agualada, que explica el mayor grado metamórfico de esta última. La unidad de Agualada es una lámina imbricada que en su base presenta una estrecha banda discontinua de rocas ultramáficas, lo que sugiere una implicación de una lámina mantélica en el cabalgamiento (Abati, 1995).

Además de las estructuras descritas, existen al menos dos fábricas planares anteriores a la fase de plegamiento recumbente. Una de ellas puede observarse en la zona de charnela del pliegue del Carrio, y consiste en una foliación de grano medio paralela a la estratificación y doblada por el pliegue. En las anfibolitas y ortogneises la superposición de la fábrica anterior por la foliación regional (que transecta a los pliegues recumbentes) produce una lineación paralela a los ejes de los pliegues. Por ello, la lineación NW-SE predominante en Lalín se interpreta consecuentemente como una lineación de intersección. La otra foliación preservada es la fábrica más antigua que puede reconocerse en las unidades basales, y es una esquistosidad de grano fino que únicamente se encuentra como microinclusiones orientadas en el interior de porfidoblastos de albita, crecidos durante el desarrollo de fábricas posteriores. El estudio de las paragénesis de la esquistosidad interna revela que se trata de una estructura generada bajo un gradiente de alta-P, probablemente relacionado con la subducción (Arenas *et al.*, 1995).



COMPLEJO DE ORDENES

UNIDAD CULMINANTE

- Metasedimentos
- Gabros
- Anfibolitas

UNIDAD OFIOLITICA

- Metabasitas y metasedimentos
- Rocas ultramáficas

UNIDADES BASALES

- Esquistos y paragneises
- Anfibolitas
- Ortogneises y eclogitas
- Gneises glandulares
- Paragneises bandeados



- Movimiento de falla inversa
- Movimiento de despegue o de cabalgamiento

Componentes normales a la sección:

- Hacia el lector
- Opuesto al lector

- Parautóctono
- Granitoides variscos
- Migmatitas y granitoides inhomogéneos

Figura 2.2. Cortes geológicos a través de las unidades basales del Complejo de Ordenes, mostrando las principales estructuras y las relaciones con las demás unidades. CLF, cabalgamiento de Lalín-Forcarei; DPS, despegue de Pico Sacro; DB, despegue de Bembibre; DCM, despegue de Campo Marzo. Según Martínez Catalán *et al.* (1996).

Las siguientes estructuras que determinan las características de las unidades basales son una serie de despegues extensionales que afectan a todo el apilamiento de mantos. Uno de estos accidentes es el responsable de que la estructura térmica de las unidades basales esté invertida. Este gradiente inverso se aprecia en las unidades de Lalín y Forcarei, que en su parte basal están en la zona de la clorita y hacia techo progresan en una sucesión de zonas que llega a la sillimanita – ortosa. También se aprecia el gradiente inverso en la unidad de Santiago, donde la sucesión de zonas abarca desde la zona de la clorita hasta la zona de la estauroлита (Arenas *et al.*, 1995). El calentamiento progresivo hacia el techo de las unidades basales se produce al situarse por encima de ellas una lámina de rocas ultramáficas de la unidad ofiolítica suprayacente, transportadas por medio de un despegue. Esta lámina puede observarse al NW de la unidad de Lalín, donde el despegue de Campo Marzo sitúa encima de dicha unidad una escama de rocas ultramáficas, llegando a desarrollarse fusión parcial en las zonas cercanas (Fig. 2.2). La mayor parte de la lámina original de rocas ultramáficas no se conserva, ya que ha sido cortada por nuevas generaciones de despegues.

Finalmente, existen también varias generaciones de pliegues tardíos, como los sinformes de Lalín y Forcarei, que son cortados por el despegue de Pico Sacro, y otros posteriores que dan la estructura sinformal al Complejo de Ordenes, y que doblan a este último despegue (Fig. 2.5).

Evolución termal (metamorfismo): En función de su historia térmica podemos considerar las unidades basales divididas en dos grupos: unidades con alta presión (AP) y baja a media temperatura (B-MT), que son las unidades de

Santiago, Lalín y Forcarei, y unidades con AP y media a alta temperatura (M-AT), que en el Complejo de Ordenes están representadas por la unidad de Agualada.

Las unidades de AP y B-MT muestran un episodio inicial de AP que ha sido estudiado en la unidad de Santiago por Rubio Pascual *et al.* (1993a, 1993b y 1993c) y por Arenas *et al.* (1995). La fábrica regional de estas unidades transpone de forma generalizada las fábricas y asociaciones minerales de AP, de modo que las evidencias de este evento quedan reducidas a una fina esquistosidad incluida en porfiroblastos de albita en los esquistos, y a escasas eclogitas variablemente retrogradadas incluidas en ortogneises graníticos. La esquistosidad de AP incluida en albitas está formada por una paragénesis que incluye granate, fengita, clorita, epidota, rutilo y cuarzo, y su estudio termobarométrico indica temperaturas en torno a 500 °C y presiones mínimas de 15-17 Kbar. Las eclogitas contienen una paragénesis primaria con granate ($Alm_{c-b} = 62-57 \text{ mol\%}$; $Prp_{c-b} = 8-14 \text{ mol\%}$; $Grs_{c-b} = 27-26 \text{ mol\%}$), onfacita (máx $Jd = 43 \text{ mol\%}$), cuarzo, rutilo y zoisita, que supone unas condiciones de T entre 490-512 °C y P mínima de 13 Kbar, que resultan compatibles con las obtenidas en los esquistos (Rubio Pascual *et al.*, en prep.). La trayectoria P-T posterior sugiere una fuerte descompresión (de 15 a 7 Kbar) ligeramente progradada (Fig. 2.3, trayectoria E). Tanto los esquistos como las anfibolitas presentan evidencias del desarrollo de un gradiente térmico inverso ligado a la descompresión, que en los primeros se manifiesta por una secuencia de zonas que incluye, de muro a techo, las zonas de la clorita, biotita, granate y estauroлита. La zonalidad inversa en las anfibolitas muestra hornblenda tschermaquítica, albita-oligoclasa y clorita a muro y Fe-tschermaquita, labradorita y granate a techo (Rubio Pascual *et al.*, en prep.).

En la unidad de Lalín la situación es similar, salvo que el metamorfismo post-AP es de M-AT y dificulta más la preservación de asociaciones minerales ligadas al episodio de AP (Fig. 2.3, trayectoria D). La ausencia de eclogitas sugiere condiciones de presión menos extremas que en la unidad de Santiago.

En la unidad de Forcarei también se reconoce el episodio de AP en fábricas incluidas en albitas. Además, en metabasitas en facies de los esquistos verdes, existen agregados policristalinos romboidales de epidota-clinzoisita que son interpretados como pseudomorfos de lawsonita (Martínez Catalán *et al.*, 1996). Las asociaciones minerales indican que el episodio de AP es aquí de menor P y T que en las unidades de Santiago y Lalín (Fig. 2.3, trayectorias A, B y C), y son equivalentes a la zona de la clorita o transicionales a clorita-granate del cinturón de Sambagawa (Banno y

Sakai, 1989). Así pues, parece existir un gradiente de P en el evento metamórfico inicial de AP de las unidades basales, que aumenta hacia el W (teniendo en cuenta el anticlinal del Carrio y considerando que las unidades basales tenían una forma más o menos tabular inicialmente), alcanzando las mayores presiones en la Unidad de Malpica-Tui. Esta unidad contiene en su parte N asociaciones minerales de AP ampliamente desarrolladas, que incluyen eclogitas con glaucofana (Van der Wegen, 1978; Gil Iburguchi y Ortega Gironés, 1985) y ortogneises con jadeita (Gil Iburguchi, 1995).

Las unidades de AP y M-AT están representadas en el Complejo de Ordenes por la unidad de Agualada, que está formada por paragneises migmatíticos, anfibolitas, ortogneises graníticos y eclogitas variablemente retrogradadas. El estudio de unas eclogitas bien preservadas ha permitido la obtención de una

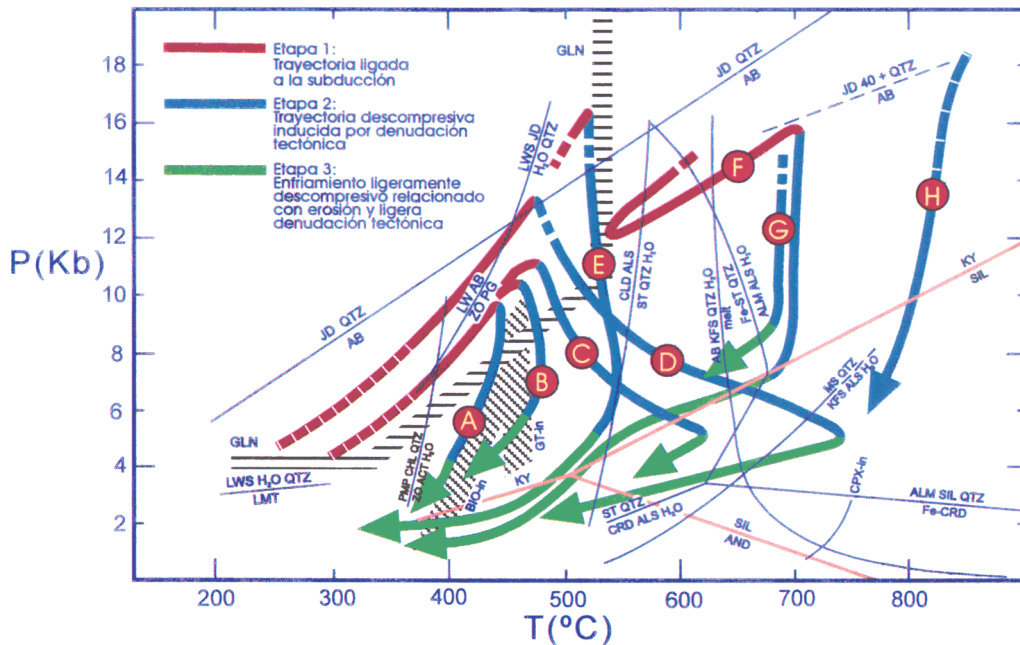


Figura 2.3. Trayectorias P-T seguidas por las unidades basales del Complejo de Ordenes. Las trayectorias A, B y C corresponden a la Unidad de Forcarei: A, parte basal; B, zona del granate; C, zona de la sillimanita en el techo de la unidad. D, zona de la sillimanita-feldespato potásico en la parte superior de Lalín; E, zona de la estauroлита en la Unidad de Santiago; F, Agualada. También se muestra la trayectoria seguida por las eclogitas de la unidad basal en el Complejo de Cabo Ortegal (trayectoria G; proximidades de Ortigueira), y la trayectoria inferida para la cuña mantélica situada sobre la zona de subducción (H). Según Martínez Catalán *et al.* (1996).

compleja trayectoria P-T sin-eclogítica (Abati, 1995; Arenas *et al.*, 1997; Abati *et al.*, 1997). La paragénesis eclogítica contiene granate (zona externa: Alm = 48 mol% - Prp = 30 mol%), onfacita (máx Jd = 36 mol%), cuarzo, rutilo y zoisita, habiéndose equilibrado a 720 °C y P mínima de 15 Kbar. El granate muestra un zonado discontinuo de crecimiento, caracterizado por una zona central relativamente enriquecida en piropropiédro (Alm = 46 mol% - Prp = 16 mol%) respecto a una zona intermedia con valores mínimos (Alm = 51 mol% - Prp = 10 mol%). En las zonas centrales se conservan inclusiones de una primera generación de onfacita (máx. Jd = 40 mol%). Estas composiciones definen una trayectoria P-T caracterizada por : (1) metamorfismo eclogítico (T = 585 °C, P>12-13 Kbar), seguido por (2) enfriamiento acompañado de ligera descompresión (T = 500 °C, P>11-12 Kbar), y (3) incremento final en P y T (Fig. 2.3, trayectoria F) hasta desarrollar la paragénesis constituida por el borde del granate y la onfacita de la matriz (T = 720 °C, P>14-15 Kbar). Esta trayectoria se interpreta como el resultado de una subducción inicial y un posterior cabalgamiento de la unidad de Agualada sobre la unidad de Santiago, lo que daría lugar al primer enfriamiento observado, de acuerdo con los modelos térmicos de Davy y Gillet (1986). La progradación posterior sería debida a que dicho cabalgamiento situaría a la unidad de Agualada directamente en contacto con la cuña mantélica suprayacente (Fig. 2.4). La evolución tectonotermal concluye con una fuerte descompresión más o menos isotérmica.

La edad del episodio metamórfico de AP se considera eo-varisca, situada alrededor de unos 370 Ma, de acuerdo con dataciones Rb-Sr y K-Ar obtenidas en diversas litologías de la Unidad de Malpica-Tui. Van Calsteren *et al.* (1979) proporcionan varias edades obtenidas en micas blancas post-eclogíticas del afloramiento de

eclogitas de La Pioza, que varían en un rango comprendido entre 324 y 370 Ma. Estas edades fueron obtenidas mediante el método Rb-Sr en fengitas (362-370 Ma, edades recalculadas según las constantes recomendadas por la IUGS; Steiger y Jäeger, 1977), y mediante el método K-Ar en paragonitas y fengitas (324-358 Ma). Sin embargo, es probable que las edades anteriores no sean del todo fiables, puesto que las edades Rb-Sr corresponden a edades modelo que dependen de una relación isotópica inicial asumida, y las edades K-Ar muestran una gran dispersión. Santos Zalduegui *et al.* (1995) acotan mejor el episodio de AP realizando la datación Rb-Sr de una metagranodiorita y de un esquisto eclogítico, obteniendo datos que básicamente coinciden con las edades Rb-Sr anteriores. Para la metagranodiorita obtienen una isócrona roca total-plagioclasa-biotita de 352 Ma y para el esquisto eclogítico una edad Rb-Sr definida por el par granate-fengita de 365 Ma. La primera edad debe corresponder a un enfriamiento por debajo de unos 320 °C (cierre del sistema Rb-Sr en la biotita), mientras que la segunda probablemente está más cerca del pico térmico. En cualquier caso, ambas sugieren un enfriamiento importante posterior a los 360 Ma, que seguiría inmediatamente al metamorfismo de AP.

Significado geodinámico: En conjunto, las unidades basales del Complejo de Ordenes (y las del resto de los Complejos Alóctonos) pueden interpretarse como una parte distal del margen continental de Gondwana, subducida al inicio del ciclo varisco por debajo de una pila orogénica previamente ensamblada, formada por las unidades ofiolíticas y superiores de los Complejos Alóctonos (Martínez Catalán *et al.*, 1996 y 1997). Esta subducción debió tener una polaridad hacia el W (coordenadas actuales), de acuerdo con el gradiente de presión registrado en las unidades basales y con el sentido de cizalla deducido

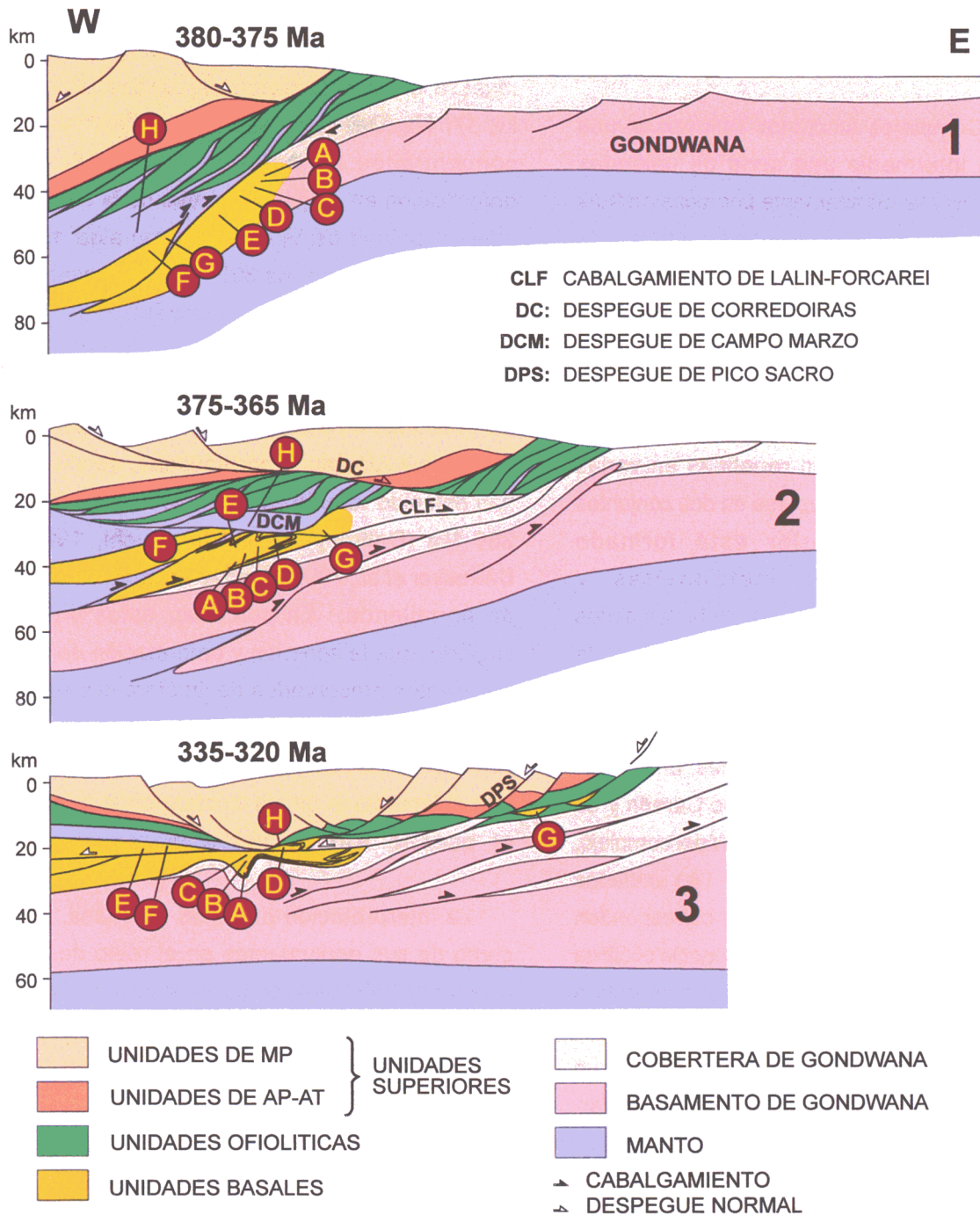


Figura 2.4. Esquema evolutivo mostrando los principales episodios tectonometamórficos que pueden deducirse para las unidades basales del Complejo de Ordenes. (1) Subducción. (2) Exhumación rápida por acción combinada de cabalgamientos y denudación, principalmente tectónica. (3) Etapas tardías de plegamiento con planos axiales subverticales y despegues extensionales tardíos, contemporáneos con el acortamiento orogénico en las partes externas de la cuña. Las letras A a H corresponden a las trayectorias P-T mostradas en la Fig. 2.3. Escala vertical y horizontal similar. Según Martínez Catalán *et al.* (1999).

para los cabalgamientos; además, este sentido es compatible con la vergencia general hacia el E en este sector del orógeno. La subducción fue seguida por el desarrollo de pliegues tumbados a escala regional y cabalgamientos, que produjeron

la exhumación de las unidades basales. El colapso gravitatorio de la cuña orogénica comenzó en su parte superior, cuando la convergencia continuaba en la parte inferior, alternándose periodos compresivos y extensionales.

2.2 Unidades ofiolíticas

Los Complejos Alóctonos incluyen en una posición intermedia una serie de unidades compuestas mayoritariamente por rocas máficas y ultramáficas, que representan fragmentos de litosfera oceánica incorporados a la cuña orogénica durante los primeros eventos acrecionales (Arenas *et al.*, 1986; Martínez Catalán *et al.*, 1997; Díaz García *et al.*, 1999a). En el Complejo de Ordenes afloran de una forma discontinua, y aparecen repetidas en varias láminas que pueden agruparse en dos conjuntos principales. El inferior está formado esencialmente por metabasitas y metasedimentos milonitizados en facies de los esquistos verdes, que definen la denominada unidad de Vila de Cruces, situada al S y SE del Complejo de Ordenes. El superior, en el que predominan las rocas ultramáficas, anfibolitas y gabros, incluye las unidades de Careón y de Bazar-Carballo, situadas al SE y W del complejo, respectivamente (Figs. 2.1 y 2.5). Las unidades situadas en una posición superior corresponden a los niveles inferiores de una secuencia ofiolítica incompleta, mientras que la unidad situada a muro parece representar las partes más superficiales. Hipótesis iniciales sugerían un origen para las rocas ultramáficas de Bazar-Carballo como rocas ígneas intrusivas en un terreno granulítico, e incluso se describe la presencia de cumulados ígneos (Warnaars, 1967), pero probablemente tienen un origen ofiolítico (Martínez Catalán *et al.*, 1984; Arenas *et al.*, 1986; Díaz García, 1990; Martínez Catalán *et al.*, 1999).

La generación de la corteza oceánica que representan las unidades ofiolíticas se produjo al menos hasta el Devónico Inferior, de acuerdo con la edad de 395 ± 2 Ma obtenida en un leucogabro de la unidad de Careón (Dunning *et al.*, 1997; Díaz García *et al.*, 1999a; U-Pb en

circones). La foliación anfibolítica progradada que muestra la unidad de Careón se desarrolló hacia los 377 Ma (Dallmeyer *et al.*, 1997; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en concentrados de hornblenda), siendo la deformación en esquistos verdes de la unidad inferior (unidad de Vila de Cruces) algo más joven, alrededor de los 367 Ma (Dallmeyer *et al.*, 1997; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en concentrados de moscovita). Las anteriores edades de deformación son ligeramente más jóvenes que las obtenidas en unidades equivalentes de los Complejos Alóctonos portugueses, donde se han obtenido valores comprendidos entre 390-380 Ma (Dallmeyer y Gil Iburguchi, 1990; Dallmeyer *et al.*, 1991; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en concentrados de hornblenda). En conjunto, estos datos sugieren que la acreción y deformación de los fragmentos preservados de litosfera oceánica se produjo inmediatamente después de su generación. Es decir, estas ofiolitas representan probablemente la última litosfera generada en el océano Rheico antes de su cierre.

La interpretación de estas unidades, así como de sus equivalentes en el resto de los Complejos Alóctonos, como ofiolitas se basa en sus características petrológicas, geoquímicas y estructurales, que se resumen a continuación.

2.2.1 Unidad de Vila de Cruces

Esta unidad (Fig. 2.5) contiene el conjunto litológico más variado dentro de las ofiolitas del Complejo de Ordenes, e incluye esquistos verdes, anfibolitas, rocas ultramáficas serpentinizadas, rocas ígneas félsicas y metasedimentos. Los esquistos verdes y anfibolitas han sido considerados como derivados de rocas volcánicas máficas o volcanosedimentarias, de acuerdo con su composición (Klein, 1982) y basándose en criterios texturales (Dívar Rodríguez e Iglesias Ponce de León, 1982). Los pocos análisis químicos disponibles

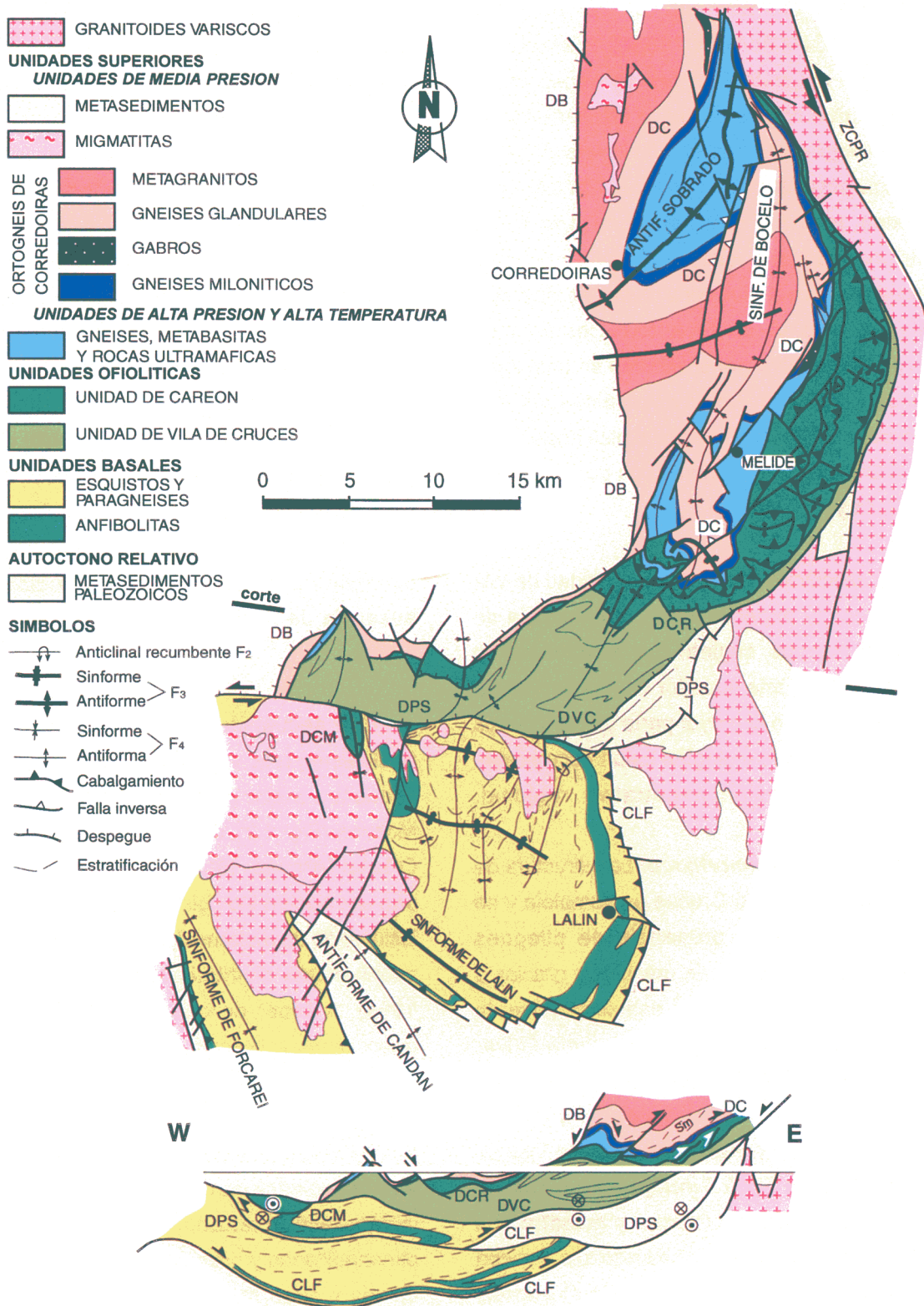


Figura 2.5. Mapa geológico del sector SE del Complejo de Ordenes, incluyendo las unidades ofiolíticas de Careón y de Vila de Cruces. CLF, cabalgamiento de Lalín-Forcarei; DC, despegue de Corredoiras; DB, despegue de Boimorto; DCR, despegue de Careón; DCM, despegue de Campo Marzo; DPS, Despegue de Pico Sacro; DVC, despegue de Vila de Cruces; ZCPR, zona de cizalla de Palas de Rei; Sm, foliación milonítica. Según Díaz García *et al.* (1999a).

indican que proceden de toleitas olivínicas (Martínez Catalán *et al.*, 1984). Intercaladas entre los esquistos verdes aparecen rocas félsicas que corresponden a ortogneises y a otras litologías que han sido interpretadas como metaplagiogranitos con una deformación muy intensa, casi siempre milonítica. Las rocas ultramáficas son escasas, aparecen más frecuentemente en delgados niveles en las partes altas y medias de la unidad, están muy serpentinizadas y generalmente se asocian a zonas de cizalla. Los metasedimentos son esquistos micáceos, más frecuentes hacia techo de la unidad y normalmente con porfiroblastos de albita y granate.

La asociación litológica de la unidad de Vila de Cruces, y especialmente la presencia de metasedimentos, sugiere que probablemente representa la parte superior de una secuencia ofiolítica, aunque la mayor parte de las texturas y relaciones entre litologías están oscurecidas por la deformación penetrativa regional.

Estructura y metamorfismo: La estructura de la unidad de Vila de Cruces es compleja y se caracteriza por la presencia de pliegues recumbentes, puestos de manifiesto gracias a la presencia de capas de esquistos ricos en cuarzo que actúan como capas guía (Dívar Rodríguez e Iglesias Ponce de León, 1982). La geometría de estos pliegues es complicada y probablemente representa más de una fase de plegamiento. La Fig. 2.5 incluye una sección de la unidad de Vila de Cruces y muestra sus relaciones con las unidades adyacentes. Pueden observarse los pliegues recumbentes y los límites con el parautóctono, la unidad de Lalín y la unidad de Careón, que corresponden a despegues extensionales que cortan a la unidad de Vila de Cruces a muro y a techo. La fábrica tectónica principal presente en la unidad de Vila de Cruces es una deformación de carácter

generalmente milonítico, aunque en ciertos sectores se conservan paragénesis mesozonales relictas que indican un metamorfismo previo en la facies de las anfibolitas.

La evolución tectonotermal de la unidad ofiolítica de Vila de Cruces no es conocida con tanto detalle como la de otras unidades del Complejo de Ordenes, y en la actualidad está siendo investigada por parte del equipo donde se integra esta Tesis. Como característica más relevante cabe destacar la identificación de un metamorfismo inicial con un gradiente de alta presión. Dicho gradiente puede deducirse a partir de los esquistos albiticos (metapelitas), donde se observan asociaciones minerales que contienen granate, mica blanca y clorita en ausencia de biotita (Martínez Catalán *et al.*, 1999).

Una secuencia ofiolítica probablemente equivalente a la unidad de Vila de Cruces se encuentra mejor preservada en la unidad de Moeche (Fig. 1.2), al E del Complejo de Cabo Ortegal (Arenas, 1988). Esta unidad presenta una asociación litológica típica de una ofiolita, incluyendo un metamorfismo de fondo oceánico ampliamente distribuido (Arenas y Peinado, 1984). A pesar de que esta ofiolita es muy discontinua y está desmembrada, puede hacerse una reconstrucción que abarcaría varios niveles de una ofiolita (Arenas *et al.*, 1986), que de arriba hacia abajo son: 1- nivel con sedimentos y rocas volcánicas submarinas, formado por metabasaltos, metaandesitas basálticas, lavas almohadilladas y hialoclastitas; 2- complejo de diques y otras rocas intrusivas, formado por metadiabasas, metagabros y metaplagiogranitos; y 3- rocas ultramáficas altamente serpentinizadas y pequeños cuerpos de dunitas y piroxenitas (Fig. 2.6). La mineralogía de las rocas ígneas preservadas de la deformación está casi siempre completamente sustituida por paragénesis

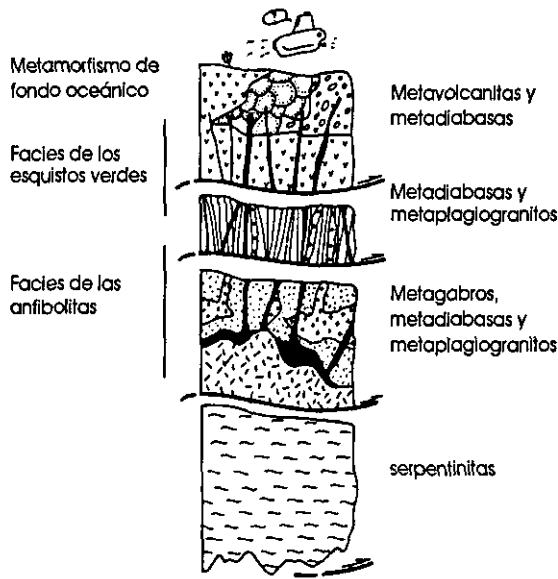


Figura 2.6. Reconstrucción esquemática de la unidad ofiolítica inferior de Cabo Ortegal. Según Arenas (1988).

hidrotermales, pero conservando intacta la textura ígnea. Estas paragénesis son de bajo grado en las metavolcanitas y de grado medio en los metagabros, apuntando todo ello a una génesis submarina. La geoquímica de esta unidad apoya esta conclusión, al corresponder las rocas basálticas y gabros al tipo MORB y las rocas félsicas a plagiogranitos de fondo oceánico (Arenas, 1988).

Dallmeyer *et al.* (1997) obtienen una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (roca total) en un esquisto de la unidad de Moeche de 365 Ma, que interpretan como la edad de la milonitización en facies de los esquistos verdes, y es igual a la edad obtenida en un esquisto verde de la unidad de Vila de Cruces (367 Ma; Dallmeyer *et al.*, 1997), lo que también apoya la idea de que son unidades equivalentes.

2.2.2 Unidades de Careón y Bazar-Carballo

Estas unidades están formadas casi exclusivamente por rocas ultramáficas, anfibolitas y distintos tipos de gabros y

metagabros. Se presentan en dos bandas situadas al SE (unidad de Careón) y al NW del Complejo de Ordenes (unidad de Bazar-Carballo, ver Figs. 2.1, 2.6 y 2.7). Tienen una estructura interna imbricada, formada por varias láminas marcadas por la repetición de escamas ofiolíticas y separadas entre sí por zonas de cizalla dúctiles. Las rocas ultramáficas están muy serpentinizadas en ambas unidades, aunque pueden encontrarse frecuentes relictos de olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno. En la unidad de Bazar-Carballo los tipos litológicos que pueden hallarse, cuando la serpentización no es demasiado alta, son mayoritariamente wehrlitas y piroxenitas (sobre todo websteritas y clinopiroxenitas) y en menor proporción lherzolitas. Por el contrario, en la unidad de Careón abundan más las harzburgitas, con pequeños niveles de dunitas asociados.

Las rocas metagabróicas están variablemente transformadas en anfibolitas y anfibolitas con textura flaser. Cuando puede reconocerse la textura gabrónica resultan ser gabros de grano medio a grueso con numerosas bolsadas y diques de aspecto pegmatoide. La mineralogía original se conserva muy raramente, y está formada por clinopiroxeno, plagioclasa, anfíbol e ilmenita. En la unidad de Careón son muy abundantes los diques diabásicos, al contrario que en Bazar-Carballo. Estos exhiben generalmente una intensa alteración hidrotermal en facies de los esquistos verdes, con reemplazamiento de la mineralogía original por anfíboles incoloros y epidota. En la parte superior de la unidad de Bazar-Carballo se encuentran pequeños cuerpos ígneos félsicos formados por cuarzo, albita, hornblenda, clinozoisita e ilmenita, que podrían considerarse plagiogranitos. No se han encontrado gabros bandeados ni nódulos de cromita.

Estas asociaciones litológicas y su disposición sugieren que ambas unidades

representan la parte basal de una secuencia ofiolítica, caracterizada por una sección mantélica compuesta inicialmente por harzburgitas, wehrlitas y piroxenitas, y una sección crustal inferior en la que dominan gabros de grano grueso y diques pegmatoides y diabásicos formando una compleja red intrusiva (Díaz García, 1990; Díaz García *et al.*, 1999a).

Estructura y metamorfismo: Las estructuras más tempranas que se observan en estas unidades son las que producen una repetición de la secuencia ofiolítica original, superponiendo rocas ultramáficas sobre rocas gabróicas. Estos cabalgamientos internos están afectados por dos sistemas de pliegues y por despegues tardíos, indicando su origen temprano. La estructura de la unidad de Careón ha sido estudiada recientemente por Díaz García *et al.* (1999a). Dichos autores describen la estructura de esta unidad como formada por tres láminas imbricadas, superpuestas mediante zonas de cizalla más o menos paralelas a la superficie del paleo-Moho, y con una geometría de rampas, rellanos y dúplex (Fig. 2.7). Los indicadores cinemáticos en las zonas de cizalla asociadas a los cabalgamientos muestran direcciones de emplazamiento de techo hacia el E, seguido por un movimiento de techo al N definido por la presencia de bandas de cizalla, que producen retrogradación a facies de los esquistos verdes. La lámina inferior está formada por una banda basal fina y discontinua de serpentinitas, seguida de unos 400 m de anfibolitas de origen gabróico. La lámina intermedia muestra una secuencia compuesta por 500 m de rocas ultramáficas (harzburgitas) y 600 m de rocas metagabróicas. La transición entre harzburgitas y gabros es rápida y se produce a lo largo de una superficie inclinada al W unos 45°, sin una deformación significativa y prácticamente paralela a las superficies de referencia principales (foliación, cabalgamientos y bandeados). La lámina

superior consiste en varios niveles de rocas ultramáficas imbricadas tectónicamente, acompañadas de anfibolitas muy cizalladas y metagabros. El desarrollo de la foliación en las rocas ultramáficas de la base de cada lámina se aprecia bien en la lámina situada en posición intermedia, y presenta un buzamiento hacia el W más inclinado que el bandeado composicional harzburgita-dunita. La foliación está definida por la orientación dimensional de olivino y ortopiroxeno. En los 40 m basales de rocas ultramáficas la deformación se acentúa, y estas se transforman en serpentinitas miloníticas con amplio desarrollo de estructuras S-C y planos C' asociados. La sección gabróica de estas láminas está en general menos deformada que las partes basales de las rocas ultramáficas, y constituye una secuencia plutónica consistente en una red compleja formada por intrusiones múltiples a pequeña escala de gabros, wehrlitas, términos transicionales y diques diabásicos y pegmatoides, dando la impresión general de ser el producto de diferentes eventos magmáticos superpuestos, más que el resultado de una cristalización fraccionada en una gran cámara magmática.

La falta de discontinuidad entre las rocas ultramáficas y la sección gabróica, además de las relaciones plutónicas mencionadas, son los elementos principales que llevan a pensar que se trata de una sección de la zona de transición manto superior - corteza oceánica, repetida en sucesivas imbricaciones tectónicas que llevan asociadas zonas de cizalla dúctil.

La unidad de Bazar-Carballo también presenta al menos dos láminas separadas por un cabalgamiento, una inferior muy delgada formada por anfibolitas, y otra superior formada por una banda de rocas ultramáficas en su base y un potente paquete de anfibolitas y metagabros por encima (Fig. 2.8). Las relaciones

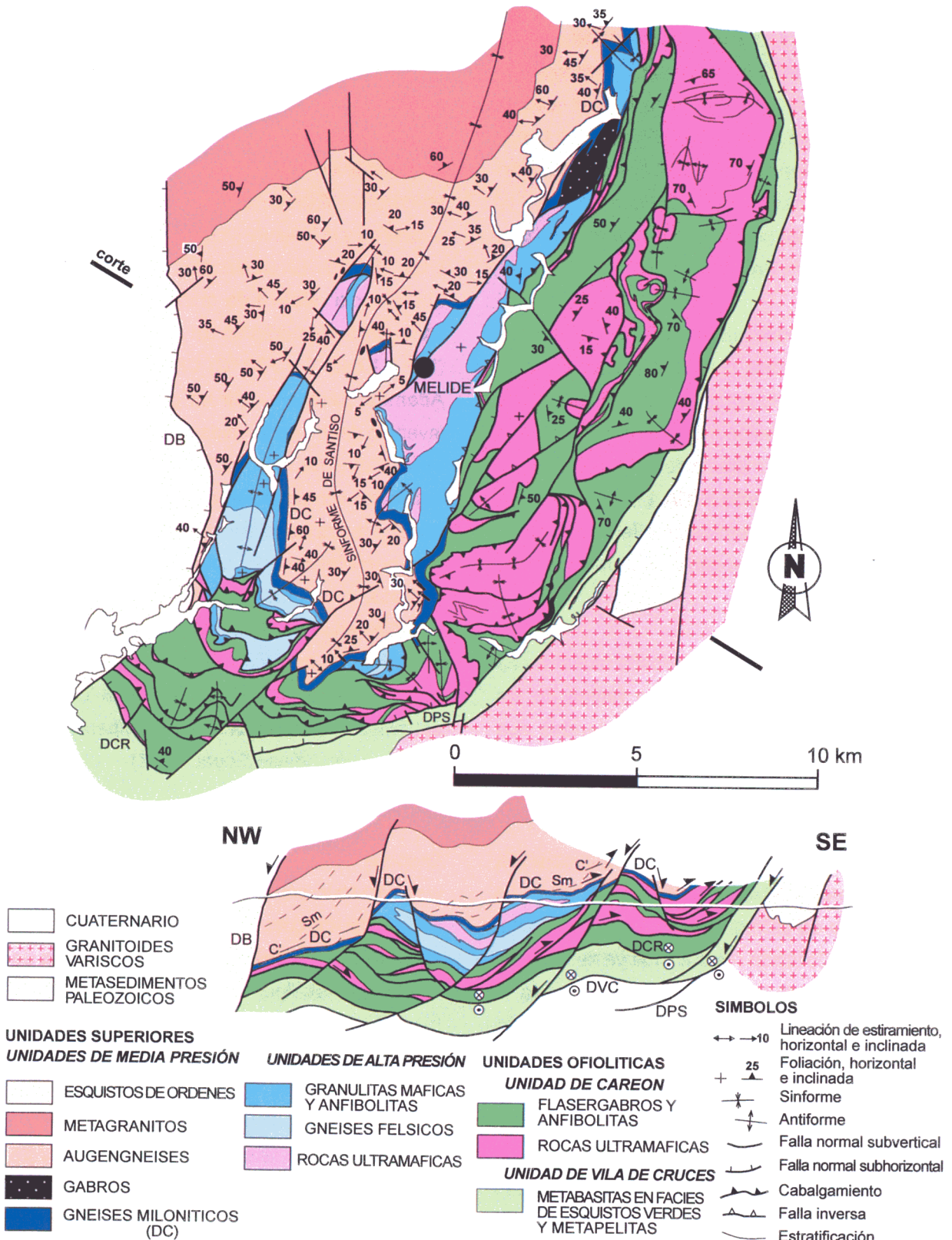


Figura 2.7. Mapa y sección geológica del sector SE del Complejo de Ordenes, en el que se incluye la unidad de Careón. DC, despegue de Corredoiras; DB, despegue de Boimorto; DCR, despegue de Careón; DVC, despegue de Vila de Cruces; DPS, despegue de Pico Sacro; Sm, foliación milonítica. Según Díaz García *et al.* (1999a).

estructurales entre las rocas ultramáficas y las anfibolitas son similares a las descritas para la unidad de Careón, excepto que la presencia de diques diabásicos es muy reducida. La sección gabrónica consiste en anfibolitas con una fuerte foliación inclinada hacia el E y una lineación aproximadamente N-S. El desarrollo de la foliación en esta unidad es más penetrativo que en la unidad de Careón.

Las condiciones metamórficas son distintas en las dos unidades, caracterizándose la unidad de Bazar-Carballo por un metamorfismo de alta temperatura y presión media a baja, y la unidad de Careón por un metamorfismo de temperatura media y presión media a alta. Estas variaciones son posiblemente debidas a diferencias en su posición en la cuña orogénica durante el proceso acrecionario.

La unidad de Bazar-Carballo muestra una intensa foliación regional en facies de las anfibolitas, donde crecen hornblendas con núcleos generalmente castaños y bordes verdes. Entre las anfibolitas se encuentran numerosos lentejones básicos preservados de la deformación, que muestran una asociación mineral propia de la facies de las granulitas. La existencia de un metamorfismo de alto grado, previo a la foliación regional, fue ya descrito por Warnaars (1967). Dicho autor interpreta el metamorfismo de alto grado como originado bien por una recristalización producida durante episodios finales de enfriamiento del cuerpo gabrónico inicial, o bien como consecuencia de un aumento del gradiente P/T debido a un metamorfismo regional. Sin embargo, la primera hipótesis no es probable, puesto que estas granulitas presentan olivino ígneo relicto (Díaz García, 1990), lo que implica cristalización a presión baja a moderada, y coronas de granate posteriores que sugieren recristalización a presión intermedia. Esto indica, por tanto,

enterramiento y no enfriamiento. Las granulitas están formadas por granate, clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa, hornblenda marrón ocasional, ilmenita y hercinita y presentan una textura granoblástica poligonal. El crecimiento de granate es muy incipiente, desarrollándose en coronas finas (~ 0.2 mm) alrededor de los piroxenos y la ilmenita y con aspecto framboidal. Este hecho, la ausencia de cuarzo y la abundancia relativa de ortopiroxeno apuntan hacia un metamorfismo de presión moderada ($P \sim 6$ Kbar; $T \sim 700$ °C; Díaz García, 1990). Además, parece existir un gradiente térmico invertido dentro de la unidad de Bazar-Carballo, puesto que en la zona basal se encuentran anfibolitas con anfíboles incoloros a verde claro, que son reemplazados hacia techo por anfibolitas con hornblendas de colores cada vez más oscuros, con contenidos elevados en Ti. Esta variación en las características de las anfibolitas apunta a un aumento de temperatura hacia techo de la unidad (el contenido en Ti de los anfíboles es proporcional a su temperatura de cristalización; véase Spear, 1981).

En la unidad de Careón también se ha descrito un gradiente metamórfico inverso y sincinemático con el desarrollo de la foliación. En la parte superior de algunas de las escamas, inmediatamente bajo las rocas ultramáficas de la escama cabalgante situada por encima, se han encontrado niveles de anfibolitas localmente ricas en corindón, que hacia abajo se transforman gradualmente en anfibolitas epidóticas con granate (Díaz García *et al.*, 1999a). Parece que el espesor de la lámina con los minerales de mayor grado está directamente relacionado con el espesor de las láminas ultramáficas alóctonas suprayacentes, considerándose entonces la evolución termal descrita como relacionada con el desarrollo de suelas metamórficas. Las condiciones P-T calculadas en estas suelas metamórficas son de $T \sim 650$ °C y $P \sim 11.5$ Kbar

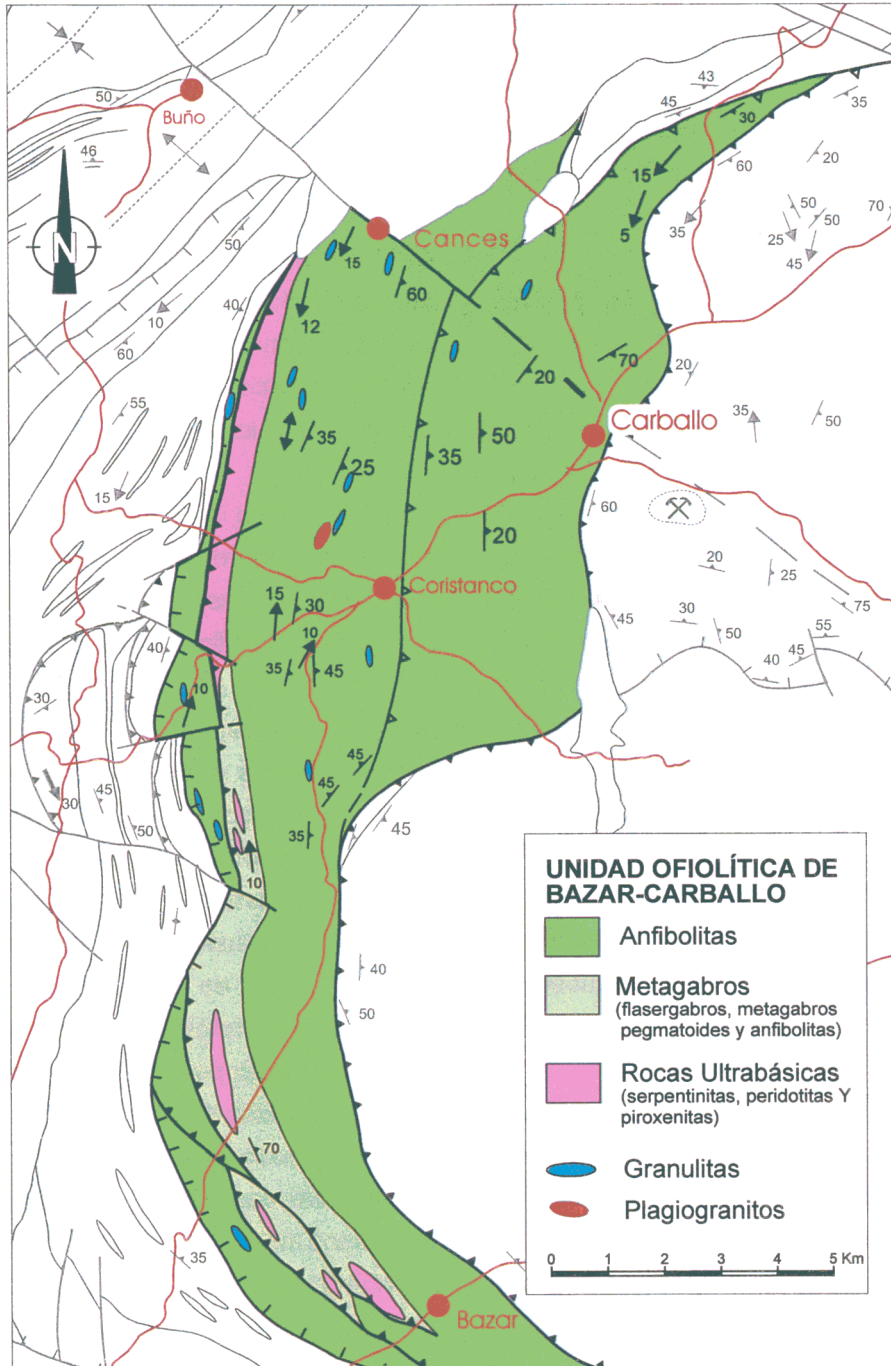


Figura 2.8. Mapa geológico de la unidad Bazar-Carballo.

(Díaz García *et al.*, 1999a), lo que apunta a su origen como imbricaciones profundas dentro de un contexto subductivo.

En la ofiolita de la Sierra de Careón, la abundancia de gabros pegmatíticos y diques diabásicos en la sección basal, junto con la

ausencia de gabros bandeados y nódulos de cromita, han sido interpretados por Díaz García *et al.* (1999a) como indicativos de la equivalencia de esta ofiolita con una de tipo lherzolítico de Nicolas (1989), que se interpretan como generadas en dorsales de velocidad lenta.

2.3 Unidades superiores

Las unidades situadas por encima de las ofiolitas pueden subdividirse en dos conjuntos principales, denominados unidades de alta presión y alta temperatura (AP-AT) y unidades de media presión (MP).

2.3.1 Unidades de alta presión y alta temperatura (unidades AP-AT)

En el Complejo de Ordenes corresponden a las denominadas unidades de Sobrado y Melide, situadas al E y SE del complejo, respectivamente (Fig. 2.5). Ambas unidades se sitúan tectónicamente por encima de la unidad ofiolítica, y están afectadas por la cizalla basal del ortogneis de Corredoiras, perteneciente a la unidad de MP. Afloran en su mayor parte en el núcleo de antiformes tardíos de plano axial subvertical. Existen dos familias de este tipo de pliegues, unos con ejes de dirección NW-SE y otros, algo más jóvenes, con ejes de orientación variable entre N-S y NE-SW, cuya interacción produce una estructura en domos y cubetas, como puede apreciarse por ejemplo al N de Melide (Fig. 2.5). En nuestro área de estudio, entre la unidad ofiolítica de Bazar-Carballo y el gabro de Monte Castelo, perteneciente ya a la unidad culminante, no se reconocen unidades de AP-AT, o bien su presencia se restringe a una delgada banda cuyas características se describirán más adelante.

Las unidades de AP-AT están formadas por paragneises, rocas máficas y rocas ultramáficas. Las metabasitas más abundantes son granulitas con granate-clinopiroxeno y, en menor medida, eclogitas, ambas variablemente retrogradadas a anfibolitas (Hubregtse, 1973; Kuijper, 1979). Los metasedimentos son gneises migmatíticos ricos en granate, biotita, distena y rutilo, generalmente retrogradados a facies de las

anfibolitas y de los esquistos verdes. Las rocas ultramáficas más comunes son piroxenitas con granate y peridotitas del tipo espinela-pargasita (olivino, ortopiroxeno, espinela marrón, pargasita y ocasionalmente granate). Estas últimas muestran una foliación bien desarrollada y probablemente provienen de tipos lherzolíticos anfibolitizados (Maaskant, 1970). La retrogradación de las peridotitas suele ser bastante intensa, dando lugar a serpentinitas, que frecuentemente representan el tipo litológico más común en la láminas de rocas ultramáficas.

En el núcleo del antiforme de Sobrado se conserva la serie de AP-AT más completa, constituida por tres láminas separadas entre sí por zonas de cizalla dúctiles (Martínez Catalán y Arenas, 1992; Fig. 2.9). La lámina inferior contiene, de abajo arriba, rocas ultramáficas serpentinizadas y una banda de eclogitas y rocas con clinopiroxeno - granate (sin plagioclasa primaria) de unos 500 m de espesor. La lámina intermedia consta de unos 1000 m de gneises félsicos con inclusiones máficas de granulitas de alta presión, en las cuales no es posible reconocer los protolitos ígneos. En la lámina superior también pueden encontrarse gneises félsicos y bandas de rocas máficas en las que sí pueden reconocerse los protolitos ígneos, al quedar preservados de la deformación en forma de cuerpos métricos a kilométricos (Pablo Maciá y Martínez Catalán, 1984). Los protolitos son de origen gabróico, y muestran varios estadios de transformación progradada, desde tipos prácticamente indeformados y escasa recristalización, hasta gabros coroníticos complejos y granulitas de AP (Arenas *et al.*, en prep.). En los gabros menos deformados, frecuentes texturas subofíticas y diabásicas indican un emplazamiento en niveles relativamente someros. Este hecho es compatible con la frecuente presencia de olivino en los gabros, que junto con clinopiroxeno,

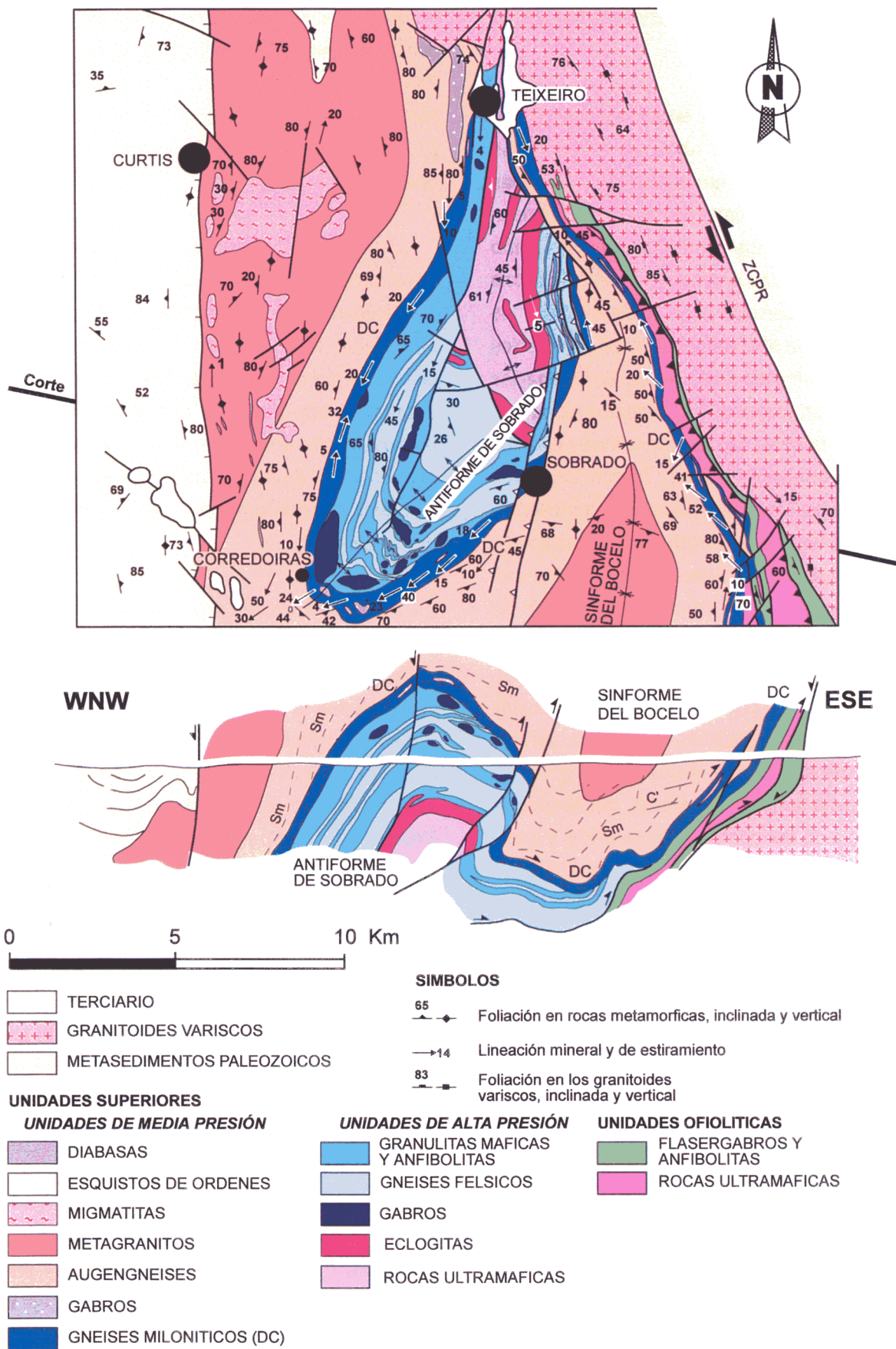


Figura 2.9. Mapa y corte geológico de la ventana tectónica de Sobrado. DC=Despegue de Corredoiras; ZCPR=Zona de Cizalla de Palas de Rei. Según Martínez Catalán y Arenas (1992).

ortopiroxeno, plagioclasa e ilmenita constituye la mineralogía ígnea.

El debate en torno al origen y significado de las unidades de AP-AT no puede considerarse todavía cerrado. Se han propuesto numerosas hipótesis, la mayor parte de las cuales se basan en datos obtenidos en el Complejo de Cabo Ortegá, donde las unidades de AP-AT ocupan una amplia extensión en su parte central y las condiciones de afloramiento son más favorables que en el Complejo de Ordenes. En Ortegá las litologías principales son también eclogitas, granulitas básicas, rocas ultramáficas y distintos tipos de gneises félsicos. Según los datos geoquímicos disponibles, las eclogitas presentan espectros empobrecidos en tierras raras ligeras (LREE), típicos de basaltos N-MORB (Bernard-Griffiths *et al.*, 1985; Peucat *et al.*, 1990; Gil Ibarguchi *et al.*, 1990); es decir, tienen una signatura claramente oceánica. Las granulitas, por el contrario, parecen presentar protolitos más heterogéneos, con una composición variable entre ultramáfica y ácida. Su signatura geoquímica también es variable, con tendencia general a un enriquecimiento en LREE y ligera anomalía de europio, indicando que pueden existir componentes de tipo arco volcánico (calcoalcalino) en algunos casos y de corteza continental en otros. Por ello, podrían haberse generado tanto en un arco volcánico como durante un proceso de "rifting" continental (Bernard-Griffiths *et al.*, 1985; Peucat *et al.*, 1990; Gil Ibarguchi *et al.*, 1990; Galán y Marcos, 1997). Las rocas ultramáficas son harzburgitas con espinela y anfíbol, que incluyen numerosos lechos de piroxenitas (Girardeau *et al.*, 1989; Girardeau y Gil Ibarguchi, 1991). Un fragmento mantélico tan fuertemente heterogéneo revela importantes tasas de fusión parcial en el manto superior, como resulta característico de las cuñas mantélicas situadas sobre zonas de subducción. No obstante, los conjuntos ultramáficos del

complejo de Cabo Ortegá han sido interpretados como de afinidad oceánica (Ben Jamaa, 1988). Por otra parte, la abundancia de gneises metasedimentarios en esta unidad de AP-AT parece descartar un origen exclusivamente oceánico para la misma.

Como puede apreciarse, aunque la abundancia de datos es importante, la complejidad existente y la presencia de litologías que pueden tener distintos orígenes, dificulta la deducción del escenario geodinámico donde se originaron las unidades de AP-AT. Se han propuesto diferentes alternativas de conjunto para el origen de las unidades de AP-AT. Estas hipótesis pueden agruparse en tres modelos principales:

a) Origen en un régimen convergente: Arenas *et al.* (1986), teniendo en cuenta las características geoquímicas de las distintas litologías y la abundancia de metasedimentos, consideran una equivalencia de estas unidades con una trasera de arco o con un arco isla involucrado en un proceso de subducción. Peucat *et al.* (1990) y Gil Ibarguchi *et al.* (1990), considerando únicamente las características de las rocas ultramáficas y las metabasitas, llegan a la conclusión de que la evolución metamórfica de las eclogitas, las rocas ultramáficas y las granulitas está relacionada con un régimen convergente, que incluiría el desarrollo de un margen activo durante el Ordovícico Inferior. Las granulitas se habrían desarrollado durante el evento eclogítico, en una posición sobre el plano de subducción diferente a las eclogitas, lo que propiciaría su formación a una temperatura ligeramente superior y presión algo inferior a las eclogitas. Por otro lado, consideran que las distintas signaturas geoquímicas de eclogitas y granulitas son una evidencia de un origen distinto para los protolitos de cada una de estas dos litologías. Las eclogitas son interpretadas como

restos de metaofiolitas, y el origen oceánico sugerido para las rocas ultramáficas indicaría que se trata de escamas tectónicas de manto superior imbricadas en la lámina oceánica subducida. Los protolitos de las granulitas, sin embargo, son interpretados como formados en un arco volcánico de edad 480–490 Ma, es decir de forma sólo ligeramente anterior a la edad sugerida para el metamorfismo, hecho que apoyaría su origen en un régimen convergente. La edad del protolito de las eclogitas permanece desconocida. Martínez Catalán (1990) considera también que el origen más probable para estas unidades es en un arco volcánico, vinculando su origen con la deriva del continente Báltica.

b) Origen en un "rifting" continental: Martínez Catalán *et al.* (1996) sugieren que el magmatismo bimodal ordovícico de las unidades superiores está relacionado con un "rifting" afectando a un margen continental. Martínez Catalán *et al.* (1997) desarrollan esta alternativa y consideran que este magmatismo es equivalente al que existe en las unidades situadas a muro de la sutura (autóctono Ibérico y unidades basales) y que, por tanto, el proceso de "rifting" continental está en relación con la separación del microcontinente Avalon del margen continental de Gondwana. Realizan una correlación de las unidades superiores de los Complejos Alóctonos (incluyendo las unidades de AP-AT y las unidades culminantes) con partes del borde sureste del terreno Meguma, que es el terreno más externo identificado en los Apalaches canadienses, acrecionado en el margen de Laurentia hace unos 415-390 Ma. El margen de Iberia, de acuerdo con reconstrucciones continentales (Lefort, 1989), estaba situado en el Paleozoico Superior junto a los Grandes Bancos de Terranova, de modo que las unidades superiores corresponderían al margen conjugado de Gondwana durante el Ordovícico, quedando entre ambos márgenes

el Océano Rheico. Las unidades ofiolíticas de los Complejos Alóctonos representarían restos del Océano Rheico y las unidades basales corresponderían al margen más externo de Gondwana. El conjunto se fue acrecionando progresivamente al margen de Laurentia, hasta la colisión entre este continente y Gondwana. El metamorfismo de las unidades superiores estaría relacionado con dicha colisión. Galán y Marcos (1997), realizan un estudio geoquímico de las granulitas de la Formación Bacariza (Complejo de Cabo Ortegale) y llegan a la conclusión de que su origen más probable es en un "rifting" continental. La existencia de tipos MORB indicaría que el "rifting" evolucionó desde un régimen de extensión continental hasta el inicio de generación de corteza oceánica. Consideran que las diferencias geoquímicas entre las distintas metabasitas están relacionadas con distintos grados de diferenciación, y no implica que existan litologías con distintos orígenes.

c) Origen complejo, combinando varios escenarios geodinámicos: Martínez Catalán *et al.* (1999) proponen una situación en que se simultánea un "rifting" en el margen de Gondwana con un arco volcánico acoplado. Las rocas tipo MORB corresponderían a los sectores más oceanizados.

Estructura y metamorfismo: El conjunto de AP-AT más completo en el Complejo de Ordenes es la unidad de Sobrado. Se encuentra al E del complejo, en el núcleo de un antiformal de dirección NE-SW originado en fases tardías de la deformación varisca, aflorando en ventana tectónica por debajo del ortogneis granítico de Corredoiras. El contacto entre el ortogneis y la unidad de Sobrado es un gran despegue con una zona de milonitas y ultramilonitas, desarrolladas fundamentalmente en los ortogneises, y de 150 a 500 m de espesor

(despegue de Corredoiras; Martínez Catalán y Arenas, 1992; Díaz García *et al.*, 1999b).

Las estructuras relacionadas con el metamorfismo de alta presión se encuentran mal preservadas, debido a la fuerte recristalización y deformación posterior. La estructura más evidente es una foliación de AP-AT que se conserva en los sectores menos deformados por fases posteriores. La fábrica regional es una foliación en facies de las anfibolitas, que retrograda las granulitas y eclogitas produciendo gneises anfibólicos, anfibolitas flaser y anfibolitas de grano fino, y que en ocasiones tiene carácter milonítico. Existen evidencias texturales de que la foliación afecta a rocas que previamente habían sufrido diversos grados de fusión parcial, tales como heterogeneidades previas a la deformación (bandeados alternantes de zonas trondhjemiticas y zonas máficas). La fusión parcial se produce probablemente durante la descompresión a partir de condiciones eclogíticas y granulíticas de AP. La deformación anfibolítica se concentra en la base de las distintas láminas que forman la unidad de Sobrado (véase apartado anterior), lo que se pone de manifiesto por la existencia de una banda milonítica de anfibolitas de grano fino de 300 a 600 m de espesor que separa la lámina superior de la intermedia, y por la existencia de una banda de piroxenitas miloníticas de pocos metros de espesor que separa las láminas intermedia e inferior. Los anteriores despegues entre láminas se interpretan como extensionales (Martínez Catalán y Arenas, 1992), en función del descenso brusco en las condiciones del metamorfismo desde el techo hacia el muro de la unidad de Sobrado. Así, en la lámina superior se conservan numerosos cuerpos gabróicos sólo parcialmente transformados en granulitas, en la lámina intermedia todas las metabasitas son ya

granulitas de AP, y en la lámina inferior se alcanzan condiciones eclogíticas. Esta variación tiene lugar en una sección inferior a 4000 m de potencia. La actividad de estas zonas de cizalla terminó en condiciones propias de la facies de los esquistos verdes, como indican diversos niveles de esquistos cloríticos y sericíticos.

Con posterioridad al desarrollo de la foliación anfibolítica se desarrollan pliegues isoclinales de plano axial horizontal y ejes N-S, que en el Complejo de Cabo Ortegá pueden alcanzar proporciones kilométricas (Marcos *et al.*, 1984). Finalmente se produce una etapa de cabalgamientos en facies de los esquistos verdes relacionados con el emplazamiento del complejo en su posición actual (Arenas *et al.*, 1986).

Las condiciones del metamorfismo de alta presión son variables desde la facies de las granulitas de AP hasta la facies de las eclogitas. Las condiciones estimadas para las eclogitas basales de la unidad de Sobrado, fuertemente anhidras, son de $T \sim 850$ °C y P mínima de 15 Kbar; en las granulitas de la parte superior de la unidad estas condiciones varían entre $T = 675-830$ °C y $P = 9.5-12.7$ Kbar (Arenas y Martínez Catalán, 1993). No obstante, las condiciones máximas reales del metamorfismo de alta presión son quizás más extremas, de acuerdo con los resultados obtenidos por Mendía (1996) en eclogitas del Complejo de Cabo Ortegá que contienen una paragénesis con granate, clinopiroxeno y fengita. La barometría en estas eclogitas proporciona presiones reales y no mínimas, como en el caso de Sobrado. Las condiciones máximas estimadas para estas eclogitas varían entre $T = 710-786$ °C y $P = 19-22$ Kbar. Para episodios posteclogíticos se obtienen unos valores de $T = 700$ °C y $P = 14$ Kbar, indicativos de una fuerte descompresión casi isotérmica.

2.3.2 Unidad culminante de media presión (MP)

Esta unidad ocupa la posición estructural culminante del apilamiento de mantos, y está separada de la unidad de AP-AT por un importante accidente extensional, el denominado despegue de Corredoiras (Martínez Catalán y Arenas, 1992), consistente en una banda continua de milonitas y ultramilonitas de entre 150 y 500 m de espesor; los indicadores cinemáticos en las milonitas sugieren un desplazamiento del techo hacia el SE (Díaz García *et al.*, 1999b). La unidad culminante está constituida fundamentalmente por una potente secuencia metasedimentaria (de aproximadamente 3000 m de espesor) denominada Serie de Ordenes, que incluye diversos cuerpos de granitoides y gabros que muestran relaciones intrusivas con los metasedimentos y son más abundantes hacia los niveles basales. Los metasedimentos tienen una composición esencialmente grauváquica, con intercalaciones de niveles pelíticos y cuarcíticos. Las condiciones metamórficas son variables, desde granulitas de MP en la base hasta esquistos verdes en la parte superior. En los niveles superiores en facies de los esquistos verdes pueden apreciarse diversas estructuras sedimentarias, tales como sedimentaciones gradadas, que apuntan hacia una secuencia original de tipo flysch.

Las rocas intrusivas dominantes son ortogneises y metagabros, que llegan a constituir grandes cuerpos en los niveles inferiores, como el ortogneis de Corredoiras en la parte oriental de la unidad y el gabro de Monte Castelo en la parte occidental (Fig. 2.1). Los gabros presentan sectores con texturas ofíticas y diabásicas, que sugieren un emplazamiento en niveles corticales relativamente someros. Su edad permanecía desconocida hasta la realización del presente

trabajo, aunque su carácter intrusivo en la Serie de Ordenes y su asociación espacial con las rocas félsicas sugería que ambas podrían ser contemporáneas, aspecto que ha sido confirmado mediante geocronología U-Pb en circones (Abati *et al.*, 1999; véase capítulo 6). Los ortogneises son metagranitos de grano medio a grueso que han sido datados en Ordenes y en la unidad culminante del Complejo de Morais, dando edades comprendidas entre 500-450 Ma (U-Pb en circones: Kuijper, 1979, 1980; Dallmeyer y Tucker, 1993; Abati *et al.*, 1999).

Estructura y metamorfismo: La estructura de la unidad culminante no es perfectamente conocida, y quizás donde está mejor caracterizada es en los niveles superiores. En la ría de Betanzos, entre las localidades de Sada y Ferrol, aflora una sección costera en la que ha podido cartografiarse con cierto detalle parte de la estructura, al ser una zona de bajo grado metamórfico en la que es posible reconocer las relaciones entre la estratificación y las distintas foliaciones. La presencia de estratificaciones gradadas y otras estructuras sedimentarias ha permitido reconocer amplias áreas de flancos inversos, que indican la existencia de pliegues tumbados de escala kilométrica (Matte y Capdevila, 1978), asignados a una primera fase de deformación. Sin embargo, no existen datos definitivos que permitan caracterizar su vergencia. Posteriormente se produjo una nueva fase de deformación que dio lugar a un clivaje regional, que es de plano axial respecto a pliegues de fase 2. Hacia los niveles más profundos ya no siempre es posible observar las relaciones estratificación-esquistosidad, y suele reconocerse una foliación regional de grado metamórfico variable, que transpone una fábrica anterior. Las estructuras anteriores están afectadas por nuevos pliegues levantados de amplitud kilométrica (que son, por tanto, de fase

		LITOLOGÍAS DOMINANTES	ROCAS IGNEAS PRE-VARISCAS	MARCO GEOTECTÓNICO	EVOLUCIÓN METAMÓRFICA	EDADES PUBLICADAS	REFERENCIAS
COMPLEJOS ALOCTONOS	UNIDAD CULMINANTE (MP)	>3000 m de metasedimentos tipo flysch: pizarras, esquistos y paragneises	Magmatismo bimodal del Paleozoico Inferior (2,10,21)	Posible sedimentación y magmatismo en un arco de islas.	Metamorfismo barroviense de alto a bajo grado	496-460 Ma: Ortogneises (protolito) (10,21,22) 375 Ma: Ortogneises miloníticos (metamorfismo retrógrado)(9,11)	1-Allegret e Iglesias Ponce de León, 1987 2-Arenas <i>et al.</i> , 1986 3-Arenas <i>et al.</i> , 1995 4-Bellido <i>et al.</i> , 1992 5-Bernard-Griffiths <i>et al.</i> , 1985 6-Capdevila y Vialette, 1965 7-Capdevila y Vialette, 1970 8-Dallmeyer y Gil Ibarguchi, 1990 9-Dallmeyer <i>et al.</i> , 1991 10-Dallmeyer y Tucker, 1993 11-Dallmeyer <i>et al.</i> , 1997 12-Dunning <i>et al.</i> , 1997 13-Farías <i>et al.</i> , 1987
	UNIDADES SUPERIORES (AP-AT)	Paragneises de alto grado, algunos con menos de 507 Ma: edad de circones detríticos (39) Granulitas máficas, eclogitas y ultramáficas	Magmatismo bimodal del Paleozoico Inferior: rocas básicas tipo MORB, gabros de tipo rift continental y granitoides (5,32)	Posible límite convergente de placas, puede incluir rocas derivadas de arco y escamas de litosfera oceánica (5)	Episodio de AP-AT granulítico/eclogítico: 9-18 Kb, 700-850° C (26,32,45) Episodios en facies de: Anfibolitas (24) Esquistos verdes (24)	490-480 Ma: Protoíctos máficos (32,38,39) 405-390 Ma: Evento metamórfico de AP-AT (27,28,38,39) 390-380 Ma: Facies de las anfibolitas (9,32,43) 355 Ma: Episodios finales (32)	14-García Garzón, 1987 15-García Garzón y Locutura, 1981 16-García Garzón <i>et al.</i> , 1981 17-Gebauer, 1993 18-Gil Ibarguchi, 1995 19-Gil Ibarguchi y Dallmeyer, 1991 20-Gil Ibarguchi y Ortega Gironés, 1985 21-Kuijper, 1979 22-Kuijper, 1980 23-Lancelot <i>et al.</i> , 1985 24-Marcos <i>et al.</i> , 1984 25-Martínez Catalán <i>et al.</i> , 1996 26-Mendia, 1996 27-Munhá <i>et al.</i> , 1984 28-Ordóñez Casado <i>et al.</i> , 1996
	UNIDADES OFIOLÍTICAS	Metapelitas, cherts, metabasaltos, metagabros, diabasas, plagiogranitos, anfibolitas y rocas ultramáficas	Ofiolita superior: gabros y ultramáficas (25) Ofiolita inferior: sedimentos, metabasaltos y escasas serpentinitas	Litosfera oceánica paleozoica (2,25,35)	Metamorfismo progrado anfibolítico (localmente granulítico) de MP en la ofiolita superior. Metamorfismo en esquistos verdes y de AP en la ofiolita inferior	395 Ma: Gabro (protolito)(12) 390-375 Ma: Metamorfismo en facies de las anfibolitas (8,9,11,32) 365 Ma: Metamorfismo en facies de los esquistos verdes (11)	29-Pérez Estain <i>et al.</i> , 1988 30-Pérez Estain <i>et al.</i> , 1990 31-Pérez Estain <i>et al.</i> , 1991 32-Peucat <i>et al.</i> , 1990 33-Priem <i>et al.</i> , 1970 34-Priem y Den Tex, 1984 35-Ribeiro, 1976 36-Ries, 1979 37-Santos Zalduegui <i>et al.</i> , 1995 38-Santos Zalduegui <i>et al.</i> , 1996 39-Schäfer <i>et al.</i> , 1993 40-Schemmerhorn y Kotsch, 1984 41-Serrano Pinto <i>et al.</i> , 1987 42-Suárez <i>et al.</i> , 1978 43-Valverde Vaquero y Fernández, 1996 44-Van Calsteren <i>et al.</i> , 1979 45-Vogel, 1967
	UNIDADES BASALES	Esquistos con porfiroblastos de albita y paragneises Ordovícico Medio-Superior y anteriores (2,20) Ortogneises félsicos (16,20,33,34)	Magmatismo bimodal del Paleozoico Inferior: metabasitas y granitoides félsicos, alcalinos y per-alcalinos (33)	Borde externo del margen continental de Gondwana (2, 25)	Evento de AP: 15-17 Kb, 500-700° C (3,18,19,20, 27,35,40) Retrogradación anfibolítica y de bajo grado (3,20)	480-460 Ma: Ortogneises (16,33,37,44) 370 Ma: Final del metamorfismo de AP (44) 360 Ma: Eventos metamórficos tardíos (37)	
PARAUTOCTONO	Esquistos y cuarcitas subordinadas Ordovícico o anterior hasta Devónico Inferior (13)	Magmatismo del Paleozoico Inferior principalmente félsico: granitoides y vulcanitas	Zona transicional al margen continental de Gondwana (13)	Metamorfismo barroviense de bajo a medio grado, transicional a BP	620-570 Ma: Ortogneises Pan-Africanos (1,23) 490-450 Ma: Ortogneises del Paleozoico Inferior (17,23) 360-320 Ma: Episodios deformativos principales y metamorfismo (11) 350-340 Ma: Granitoides variscos precoces (41) 330-310 Ma: Leucogranitos sincinemáticos (7,15,34,44) 315 Ma: Deformaciones tardías (7,36) 295-270: Granitoides potcinemáticos (4,6,7,14,33,36,42)		
AUTOCTONO	ZONAS INTERNAS	Secuencias pre-orogénicas. Proterozoico Superior terrígeno cubierto discordantemente por 1000 a 11000 m de sedimentos de plataforma somera	Proterozoico Superior y Paleozoico Inferior. Magmatismo principalmente félsico: granitoides y vulcanitas (1,17,23)	Plataforma estable de Gondwana, moderada a fuertemente subsidente durante el Paleozoico Inferior (25,30,31)	Metamorfismo barroviense evolucionando a BP en etapas tardías		
	ZONAS EXTERNAS	Proterozoico Superior terrígeno cubierto discordantemente por una escasa potencia de sedimentos Paleozoicos de plataforma somera y potentes molasas sin-orogénicas	Escaso volcanismo bimodal Proterozoico Superior y plutonismo subordinado	Parte interna de la plataforma de Gondwana Débilmente subsidente durante el Paleozoico Inferior Antepais del Cinturón Varisco	Cinturón de pliegues y cabalgamientos con tectónica de epidérmica (29) Sin metamorfismo o anquizona		

Figura 2.10. Resumen de la información geológica disponible de las distintas unidades de los Complejos Alóctonos y de los terrenos infrayacentes, ordenados de muro a techo en su posición actual en la cordillera. Según Martínez Catalán *et al.* (1998).

3), con ejes inclinados entre 10 y 20° al N, y que están en relación con la estructura sinformal mayor del Complejo de Ordenes. La cartografía de los límites entre las distintas zonas metamórficas indica que, en general, éstos son fallas extensionales (Fig. 2.1), lo que implica un fuerte adelgazamiento de la pila original (Díaz García, 1990).

La evolución metamórfica de los niveles inferiores de esta unidad tampoco había sido investigada en profundidad, y su estudio es uno de los objetivos fundamentales de este trabajo. Se ha estimado que las condiciones máximas del metamorfismo corresponderían a la primera zona de la sillimanita (Alonso y González, 1981

y 1982), aunque los resultados de este estudio indican que en las partes profundas de la unidad culminante se alcanzaron condiciones de granulitas de media presión. Esencialmente, los metasedimentos corresponden a una secuencia con metamorfismo barroviense tectónicamente atenuada, con unas condiciones máximas en torno a $T \sim 800 \text{ }^\circ\text{C}$ y $P \sim 10 \text{ Kb}$. Las características de dicha evolución metamórfica se tratarán en detalle a lo largo de esta memoria.

A modo de resumen de este capítulo, en la Fig. 2.10 se presenta una tabla con las características más importantes y la geocronología de las unidades de los Complejos Alóctonos del NW del Macizo Ibérico.

ABRIR CAPÍTULO 3

