



**EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DEL
OROCLINAL IBERO
ARMORICANO**

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL, MODELIZACIÓN

Daniel Pastor Galán

Tesis Doctoral

2012





VNiVERSiDAD
D SALAMANCA
Facultad D Ciencias

Departamento D Geología

Evolución geodinámica del Oroclinal Ibero Armoricano. Geología estructural, modelización análoga y geocronología

Daniel Pastor Galán

Memoria presentada para optar al Grado de Doctor en Ciencias Geológicas
Mención *Doctor Europeus*. Dirigida por Gabriel Gutiérrez Alonso.
Salamanca, 2012

Gabriel Gutiérrez Alonso





VNiVERSiDAD
D SALAMANCA

CAMPUS DE EXCELENCIA INTERNACIONAL

Evolución geodinámica del
Oroclinal Ibero Armoricano.
Geología estructural, modelización
análoga y geocronología

Daniel Pastor Galán
Tesis Doctoral
Salamanca 2012



VNiVERSiDAD
D SALAMANCA
Facultad D Ciencias

Departamento D Geología

Agradecimientos

He pasado tanto tiempo escribiendo sobre piedras que casi se me ha olvidado cómo escribir sobre personas. Al fin y al cabo, escribir sobre una roca es muy fácil, nunca se enfadan por publicar sobre ellas meras suposiciones. Tampoco les molesta que te olvides de mentar aquel afloramiento tan bueno que tantos datos aportó. Sé que no vale como excusa, aunque tenía que intentarlo. Tan solo espero no olvidarme de nadie pero, si estás leyendo esta página, no encuentras tu nombre y crees que deberías figurar, no dudes en escribirlo.

No creo que haya alguien a quien no le haya dicho ya, que si esta tesis se ha acabado a tiempo ha sido gracias al látigo de Gabi, pero por si acaso lo repito. Durante estos años, ha comprendido perfectamente cuándo era necesario atizarlo y cuándo no para hacerme rendir al máximo. Pero no me acuerdo solo del látigo. Él me ha enseñado muchas cosas, pero sobre todo a que cuando te diviertes haciendo ciencia es cuando mejores son los resultados. No sé si en este caso habrán sido los mejores, pero si es por la diversión que hemos conseguido con ellos, deberían.

Pero Gabi no ha sido el único que ha contribuido a hacer todo este tiempo tan emocionante. Arlo Weil, Brendan Murphy, Javier Fernández-Suárez y Stephen Johnston (por orden alfabético y no de diversión) han contribuido a que además de llevarme una tesis bajo el brazo me lleve buenos amigos y recuerdos. Brindo por ellos al pie de la página.

Y ya que hablo de recuerdos diré que aunque los niños lo saben, lo olvidamos al crecer. Una de las cosas más entretenidas del mundo es jugar con plastilina. Quiero agradecer a Gernold y Janet Zulauf, y Carlo Dietl que me lo recordasen. Han pasado dos años y creo que aún tengo plastilina entre las uñas.

Dani, no puedes olvidarte de Kieran Mulchrone ni de Pedro Huerta. El Capítulo 3 no existiría sin sus aportaciones. Tampoco quiero pasar sin recordar a todos los compañeros del Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca que han contribuido a hacer más llevadero mi día a día. No, no me olvidaré de mencionar expresamente a Rubén y a Natalia que tuvieron que aguantarme como compañero de despacho. Y a Aleix, Blanca, Diego, Eloy, Iván y Margarita que me soportaban a la hora del café. Sé que no es fácil.

Aunque, pensándolo bien, menos fácil tuvo que ser para mi padre leer la tesis y para mi madre conformarse con menos de una llamada a la semana. Tener hijos como yo no tiene precio, literalmente.

Inés, sin tus correcciones la tesis sería una chapuza. Pero lo que de verdad te agradezco es todo el tiempo que me has hecho perder durante estos años mientras hacía la tesis, que desde luego ha sido el mejor.

Esta tesis ha sido financiada con el proyecto ODRE II, CGL2009-1367 del Ministerio de Ciencia e Innovación. Junto con una Ayudas para la realización de contratos de personal investigador a recién titulados cofinanciadas por el fondo social Europeo de la Junta de Castilla y León. Esta tesis es además parte del proyecto IGCP de la UNESCO, No. 574.

Índice

| | |
|--|----|
| Capítulo 1: Introducción | 1 |
| 1.1 Concepto de oroclinal | 5 |
| 1.2 Oroclinales a escala litosférica en el mundo | 10 |
| 1.3 El oroclinal Ibero Armoricano | 17 |
| 1.3.1 Marco geológico regional | 19 |
| 1.3.2 Marco geológico local | 21 |
| 1.3.3 Revisión histórica del oroclinal Ibero Armoricano | 25 |
| 1.4 Objetivos y metodología | 34 |
| Capítulo 2: Análisis de diaclasas | 37 |
| 2.1 Introducción | 39 |
| 2.2 Métodos | 42 |
| 2.3 Distribución de las diaclasas en el oroclinal cantábrico | 45 |
| 2.4 Prueba del oroclinal | 54 |
| 2.5 Discusión: cinemática del oroclinal Ibero Armoricano | 56 |
| Capítulo 3: Análisis de pliegues / <i>Fold analysis</i> | 61 |
| 3.1 <i>Introduction</i> | 64 |
| 3.1 Introducción | 65 |
| 3.2 <i>Treatment and description of conical fold data</i> | 66 |
| 3.2 Metodología y procesamiento de datos | 67 |
| 3.3 <i>Fold description</i> | 70 |
| 3.3 Descripción de los pliegues | 71 |
| 3.4 <i>Interpretation of folded surfaces</i> | 80 |
| 3.4 Interpretación del patrón de interferencia | 81 |
| Capítulo 4: Modelización análoga | 87 |
| 4.1 Introducción | 90 |
| 4.2 Escalado de los modelos y métodos | 91 |

| | |
|--|------------|
| 4.2.1 Propiedades de los materiales análogos y escalado de los experimentos | 91 |
| 4.2.2 Experimentos de plegamiento oroclinal | 94 |
| 4.2.3 Experimentos de desprendimiento litosférico | 99 |
| 4.2.4 Tomografía computerizada | 100 |
| 4.3 Resultados | 101 |
| 4.4 Limitaciones e interpretación de los resultados | 107 |
| 4.5 Implicaciones de los resultados obtenidos en el oroclinal Ibero Armoricano | 112 |
| Capítulo 5: Geocronología | 115 |
| 5.1 Muestreo | 119 |
| 5.2 Metodología | 120 |
| 5.3 Resultados | 123 |
| 5.4 Discusión de las edades obtenidas | 130 |
| Capítulo 6: Evolución geodinámica del oroclinal Ibero Armoricano | 137 |
| 6.1 Cinemática del oroclinal Ibero Armoricano | 139 |
| 6.2 Dinámica litosférica del oroclinal Ibero Armoricano | 140 |
| 6.3 Evolución tectónica y geodinámica del oroclinal Ibero Armoricano | 144 |
| Capítulo 7: Conclusions / Conclusiones | 151 |
| Capítulo 8: Referencias | 161 |
| Anexo D | 185 |

Resumen

El oroclinal Ibero Armoricano se sitúa en la cadena Varisca del suroeste de Europa, que es un orógeno a escala continental -con dimensiones de 8000 km de largo y 1000 de ancho- que se formó como consecuencia de una colisión continental producida durante el Devónico y el Carbonífero. La deformación Varisca representa la clausura de entre dos y cuatro océanos situados entre los continentes de Laurentia, Báltica, Gondwana y varios microcontinentes durante la amalgamación de Pangea. El oroclinal Ibero Armoricano se caracteriza por presentar un patrón estructural con forma de arco de 180° que se puede seguir desde la península de Bretaña, a través del mar Cantábrico y el oeste de la península Ibérica, donde desaparece bajo el frente alpino del Sur de Iberia. Las interpretaciones más recientes consideran al oroclinal Ibero Armoricano parte de un sistema doble de oroclinales con forma de “S” que continúa hacia el sur de la península en el arco Centroibérico.

El oroclinal Ibero Armoricano ha sido objeto de muchos estudios, especialmente en su núcleo, que pretendían resolver la cinemática de su curvatura. De estos estudios se han desprendido varias hipótesis distintas para su formación: un arco primario procedente de un golfo Neoproterozoico, un arco progresivo resultado de la indentación de un bloque puntiagudo situado en Gondwana o Avalonia, una colisión no cilíndrica, un origen epidérmico basado en el cambio de la dirección de transporte de los mantos, una cizalla transcontinental y más recientemente un oroclinal verdadero formado por la rotación de un orógeno lineal alrededor de un eje vertical.

En esta tesis se ha estudiado la cinemática y dinámica del oroclinal Ibero Armoricano a través de la geología estructural, la modelización análoga y la geocronología de circones detríticos. De los datos presentados en este trabajo y publicados anteriormente se puede interpretar que el orógeno Varisco fue plegado alrededor de un eje vertical durante el Pensilvaniense superior en un proceso de 10 millones de años de duración. Las estructuras que se desarrollaron durante la formación del mismo, sugieren que el proceso de plegamiento se produjo debido a un cambio en el régimen de esfuerzos de este-oeste a norte-sur (en coordenadas actuales) lo que implicaría que el plegamiento se produjo por pandeo (*buckling*). Este proceso de plegamiento habría ocurrido a escala litosférica, que presumiblemente se deformó mediante el mecanismo de deformación longitudinal-tangencial. De acuerdo con la modelización análoga este plegamiento produciría una raíz litosférica bajo el núcleo del oroclinal producida posiblemente por plegamiento litosférico. Esta raíz habría dejado de ser estable gravitacionalmente en el límite Carbonífero-Pérmico, momento en el que comenzaría una inestabilidad tipo Rayleigh-Taylor que acabaría con el desprendimiento y hundimiento de la raíz litosférica en el manto astenosférico. Un proceso dedesprendimiento litosférico como el descrito habría producido una inversión de la topografía como la que ha sido registrada en los circones detríticos.

Abstract

The Ibero-Armorican orocline is a central component of the Western European Variscan Belt, a complex continental-scale orogen (1000 km wide and 8000 km long) that formed through a series of protracted collisional events extending from ca.420 Ma to 320 Ma. Variscan deformation represents the closing of at least two – and possibly four – oceans between Laurentia, Baltica, Gondwana, and several micro-continents during the Paleozoic amalgamation of the Pangea supercontinent. The Ibero-Armorican orocline is characterized by the arcuate structural trend that traces an arc from Brittany across the Cantabrian Sea into western Iberia, where it is truncated by the Cenozoic Betic-Alpine front in southern Spain. New studies consider the Ibero-Armorican orocline as part of a coupled bend together with the southern Central-Iberian arc.

The Ibero-Armorican orocline is a curved orogenic system characterized by a 180° bend of the Variscan structural grain. The Ibero-Armorican orocline has been the object of many studies, especially at its core. The aforementioned studies have attempted to decipher the curved mountain belt kinematics, and a wealth of different hypotheses have been proposed: a primary arc inherited from a Neoproterozoic embayment; a progressive arc resulting from indentation of a point-shaped block situated either in Gondwana or in Avalonia, an oblique collision producing a non-cylindrical orogen, a thin-skinned origin produced by a progressive change in the transport direction of the thrust units similar to a photographic iris, a large scale trans-continental shear zone, and more recently a true orocline formed by the rotation around a vertical axis of an originally linear orogen.

In this PhD thesis the kinematics and dynamics of the Ibero-Armorican orocline have been studied at a lithospheric scale through structural analysis, analogue modelling and detrital zircon geochronology. With the data presented in this thesis and all the previous data published, a plausible overall interpretation is that the Variscan orogen was folded around a vertical axis during the Pennsylvanian during a period that lasted about 10 m.y during the Late Pennsylvanian. The structures developed during the formation of Iberian-Armorican orocline buckling suggest that this process occurred due to a large change in the stress field from E-W to N-S (in present day coordinates), which implies that the folding of the orogen was produced by the mechanism of buckling. The buckling process affected the whole lithosphere, which would have been deformed by a dominant mechanism of longitudinal-tangential strain. According to the experimental analogue models, the root formed in the lithospheric-mantle beneath the core of oroclinal was probably caused by lithospheric folding. This root became gravitationally unstable at around the Carboniferous-Permian boundary. At that time it could begin to develop a Rayleigh-Taylor instability ending with the detachment and sinking of the lithospheric-mantle in the asthenospheric-mantle. This process of lithospheric-mantle detachment would have produced an inversion of the topography as recorded by the detrital zircons.

CAPÍTULO 1:

INTRODUCCIÓN



-Hay un tiempo señalado para todo, y hay un tiempo para cada suceso bajo el cielo:

-Un tiempo de lanzar piedras y un tiempo de recoger piedras [...]
(Eclesiastés 3:1 y 3:5)

-There is an appointed time for everything. And there is a time for every event under heaven:

*-A time to throw stones and a time to gather stones [...]
(Ecclesiastes 2:1 y 3:5)*

1 Introducción

El origen y evolución de los orógenos curvados ha cautivado a numerosos geólogos desde que, prácticamente en los inicios modernos de las ciencias de la Tierra, Edward Suess describiese varias de estas cadenas de montañas curvadas en *Das Antlitz Erde* (Fig 1-1; 1885-1908, traducido al castellano

como “La faz de la Tierra” por R. Velasco en 1926), especialmente la “Rodilla Astúrica” que es como denominó al Oroclinal Ibero Armoricano del oeste de Europa. Sin embargo, y pese a los incipientes esfuerzos de algunos geólogos (e.g. Wegener, 1929; Wilson, 1949; Carey, 1955; Molnar y Tapponnier, 1975; Engelder y Geiser, 1980; Schwartz y van der Voo, 1983; Eldredge *et al.*, 1985; Marshak, 1988), el conocimiento de los orógenos

curvados no ha crecido progresivamente desde aquel momento sino que lo ha hecho de manera muy lenta hasta los años 90 del siglo XX, varias décadas después del desarrollo de la tectónica de placas.

Para determinar la magnitud de la curvatura orogénica es necesario establecer parámetros que puedan describirla de manera inequívoca; en este sentido, lo más apropiado es hablar de su longitud de onda y su magnitud (Johnston *et al.*, 2008). Existen desde pequeños arcos orogénicos de algunos kilómetros de longitud, presumiblemente formados en procesos epidérmicos (*thin-skinned tectonics*), que son relativamente superficiales y afectan solo a niveles corticales como las curvaturas observadas en el cabalgamiento de Moine en Escocia (Strine y Wojtal, 2004) o en el cinturón de pliegues y cabalgamientos de Sevier en Utah, Estados Unidos (Paulsen y Marshak, 1999; Marshak, 2004; Weil y Yonkee, 2009); hasta grandes arcos orogénicos con cientos o miles de kilómetros de longitud y curvaturas que sobrepasan los 45° y llegan incluso hasta los 180°, a escala continental, como son los Cárpatos o los límites oriental y occidental del Himalaya. Tanto su envergadura como los procesos observados en estos últimos, tales como sismicidad profunda (e.g. Los

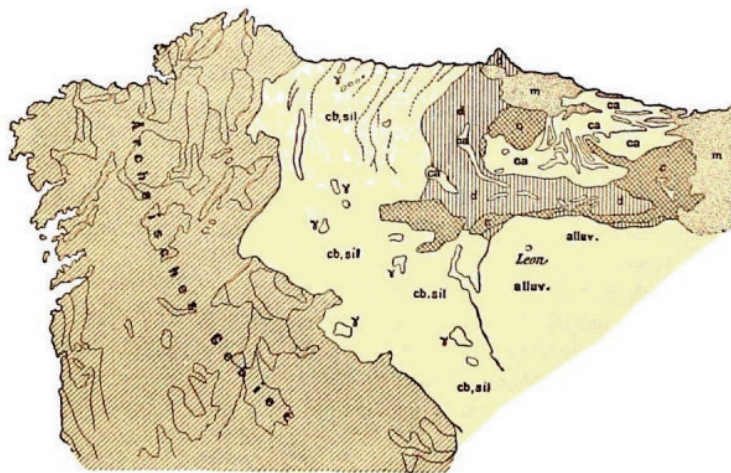


Fig. 1-1: Mapa geológico del noroeste de la península Ibérica según Suess (1885-1908). En él se identifica la geometría curvada del Oroclinal Ibero Armoricano.

Fig. 1-1: Geological map of northwestern Iberia by Suess (1885-1908). It can be identified the geometry of the Ibero Armorican orocline on it.

Cárpatos, Ismail-Zadeh *et al.*, 2012), magmatismo (*e.g.* el Oroclinal Ibero Armoricano, Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011a) o la tomografía (*e.g.* el Himalaya, van der Voo *et al.*, 1999), indican que fueron formados mediante procesos que afectaron a toda la litosfera.

Por otra parte, ni la longitud ni la amplitud de la curvatura orogénica son evidencias suficientes para afirmar que uno de estos orógenos curvados ha tenido lugar a escala litosférica, ya que alguna curvatura de escala kilométrica, como los montes Zagros-Makran en Irán se ha interpretado como el resultado de procesos tectónicos más profundos (*thick-skinned*) (Aubourg *et al.*, 2004) mientras que la curvatura de cientos de kilómetros en los Apalaches en Norteamérica ha sido explicada a veces como tectónica epidérmica (*e.g.* Thomas, 1977; Marshak y Tabor, 1989; Stamatakos and Hirt, 1994). Por ello es necesario una aproximación multidisciplinar para investigar si un orógeno curvado se produjo a escala litosférica o si por el contrario se originó en la corteza superior, con mecanismos de tectónica epidérmica.

Estas herramientas pueden variar desde la geofísica tanto en procesos activos (*e.g.* Chalot-Prat y Gibacea, 2000) como en pasados (*e.g.* Cawood *et al.*, 2011; Martínez-Catalán, 2011), la geología estructural (*e.g.* Li *et al.*, 2012; esta

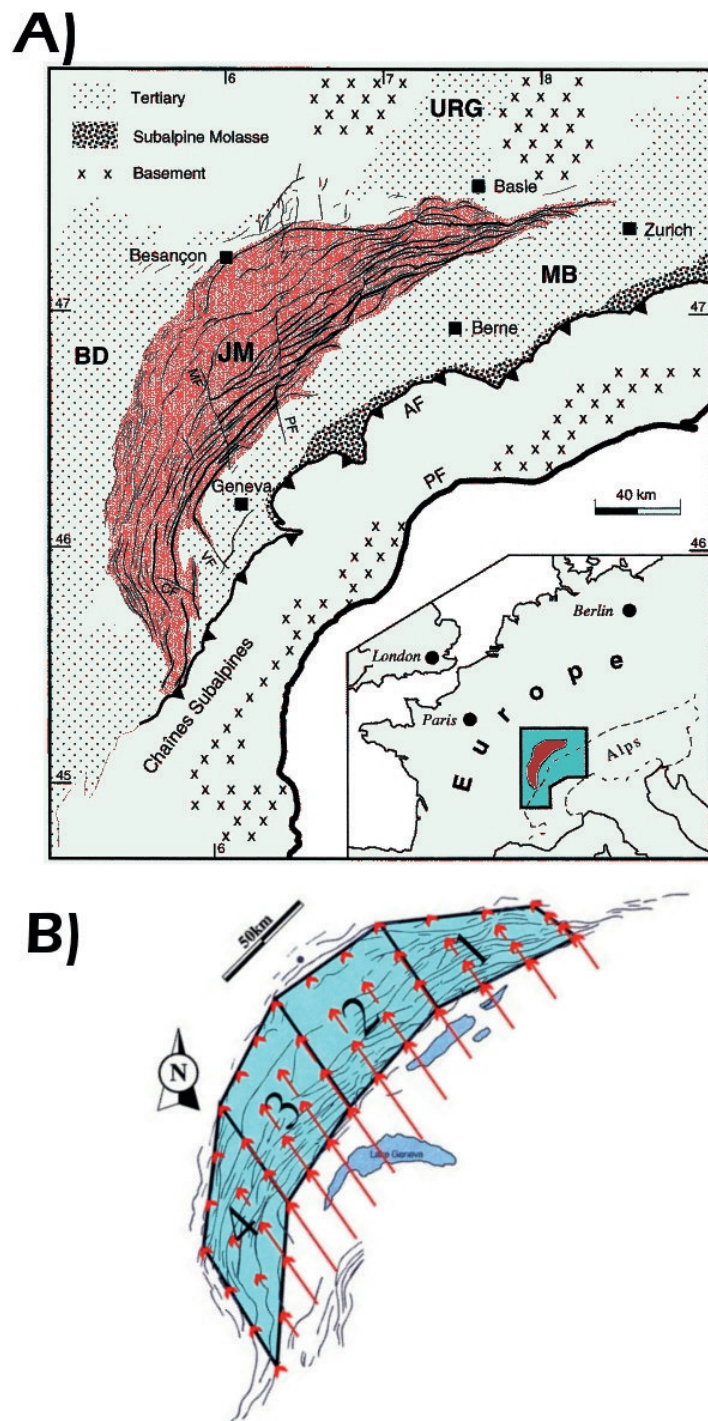


Fig. 1-2: A) Situación y geometría del Jura. B) Formación del Jura. Los vectores muestran el desplazamiento. Modificado de Becker (2000) y Hinddle *et al.* (2000).

Fig. 1-2: A) Situation and geometry of Jura. B) Hypotesis of formation of Jura, vectors show the direction of emplacement. Modified from Becker (2000) and Hinddle *et al.* (2000).

tesis), el paleomagnetismo (e.g. Schwartz y van der Voo, 1983), la geoquímica (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011b), la geocronología (e.g. Clark *et al.*, 2010; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011a; Rosembaum *et al.* 2012), la modelización análoga o numérica (Tapponier, 1982; Marques y Cobbold, 2006; Burg y Podladchikov, 2000; esta tesis), la sedimentología (Merino-Tomé *et al.*, 2009) y un largo etcétera. Dadas las implicaciones que tiene el estudio de los orógenos curvados, y sobre todo en el caso de los que ocurren a escala litosférica, se puede afirmar que el estudio de los orógenos curvados debe llevarse de una manera completamente interdisciplinaria que incluye todas las ramas de las ciencias de la Tierra.

1.1 Concepto de oroclinal

Desde las primeras descripciones de orógenos curvados se han desarrollado múltiples hipótesis sobre los diferentes mecanismos que los pueden producir. En consecuencia han aparecido diversas clasificaciones para estas cadenas de montañas curvadas (e.g. Ries y Shackleton, 1976; Marshak, 1988; Hindle y Burkhard, 1999; Weil y Sussman, 2004). La mayoría de estas clasificaciones están basadas en la geometría del desplazamiento orogénico o en las trayectorias de la deformación, es decir, clasifican los orógenos curvados en función del mecanismo que los produce. A diferencia de las clasificaciones basadas en los mecanismos, la clasificación de Weil y Sussman (2004) está fundamentada en la cinemática de los orógenos curvados; de esta manera, la clasificación es más descriptiva y menos genética que las otras. Además, el conocimiento de la cinemática es un requisito previo para sugerir un mecanismo de formación para cualquier proceso tectónico ya que en cualquier otro caso el mecanismo propuesto será altamente especulativo. Por ello, a lo largo del presente trabajo, se seguirá esta clasificación que diferencia tres clases distintas de orógenos curvados:

a) **Arcos orogénicos primarios:** Los arcos primarios son aquellos orógenos curvados cuya curvatura es heredada, es decir, arcos que existen previamente a la formación de la cadena de montañas y reflejan características fisiográficas heredadas de los continentes involucrados en el proceso orogénico. Un ejemplo de formación de estos arcos primarios sería la influencia de una línea de costa irregular, por ejemplo con grandes golfos, durante la colisión. Así se interpreta en la actualidad el caso del Jura en los Alpes franceses (Fig. 1-2; Hindle y Buckhard, 1999; Hindle *et al.*, 2000).

b) **Arcos orogénicos progresivos:** Un arco progresivo sería aquel que adquiere toda la curvatura o parte de ella al mismo tiempo que se está formando el orógeno, que se genera durante el proceso en el que se produce el acortamiento que da lugar a una cadena montañosa. Son los más comunes de los tres miembros que forman la clasificación. El ejemplo más espectacular de orógenos curvados de este tipo es el Himalaya, una cadena de montañas curvada producida por la indentación (*indentation*) del subcontinente de la India en Eurasia (e.g. Molnar y Tapponier, 1975), es decir, por la colisión de una placa de distinto tamaño o con una geometría irregular, como era la India, contra la placa Euroasiática (Fig. 1-3).

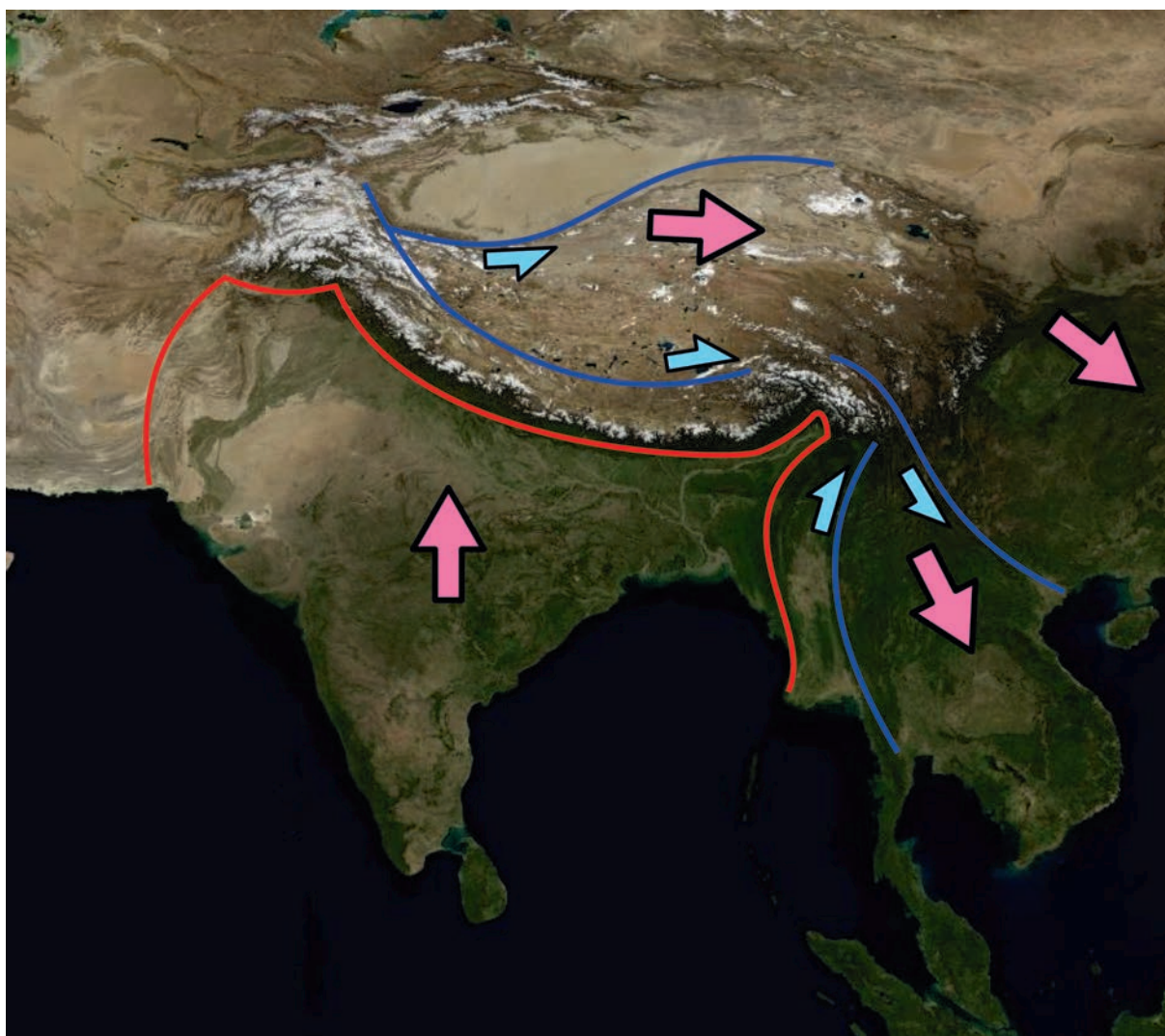


Fig. 1-3: Imagen de satélite del Himalaya en la que se muestra la geometría de la placa de la India (línea roja), los principales movimientos tectónicos (flechas rosas) y las principales estructuras de cizalla que se formaron durante la colisión entre esta última y la placa Euroasiática (líneas y flechas azules). Imagen de satélite de NASA (<http://visibleearth.nasa.gov/view.php?id=74468>)

Fig. 1-3: Himalayas satellite image where the geometry of the Indian plate in red, the main tectonic movements (pink arrows) and the main shear structures (blue lines) developed during the collision against the Eurasian plate are shown. Satellite picture from NASA (<http://visibleearth.nasa.gov/view.php?id=74468>)

c) **Arcos orogénicos secundarios u oroclinales:** Un oroclinal, tal y como lo describió Carey (1955, pág. 257), es “un sistema orogénico que ha sido doblado en planta en forma de herradura o codo”. Por consiguiente, los oroclinales son el producto de plegar un orógeno que originalmente era aproximadamente lineal alrededor de un eje vertical. Así, la curvatura adquirida en este caso es producto de un proceso posterior a la orogenia y por lo tanto secundario. Un ejemplo de este tipo de orógenos curvados es el oroclinal de Kazakhstan (Fig 1-4; van der Voo, 2004; Abrajevitch *et al.*, 2007; Abrajevitch *et al.*, 2008; Xiao *et al.*, 2010; Bazhenov *et al.*, 2012).

Esta clasificación, sencilla en su planteamiento, presenta sin embargo el inconveniente de que requiere descifrar la cinemática de un orógeno curvado. El análisis estructural clásico muestra en ocasiones problemas a la hora de delimitar rotaciones de eje vertical (Yonkee y Weil, 2010a). Sin embargo, el paleomagnetismo utilizado como

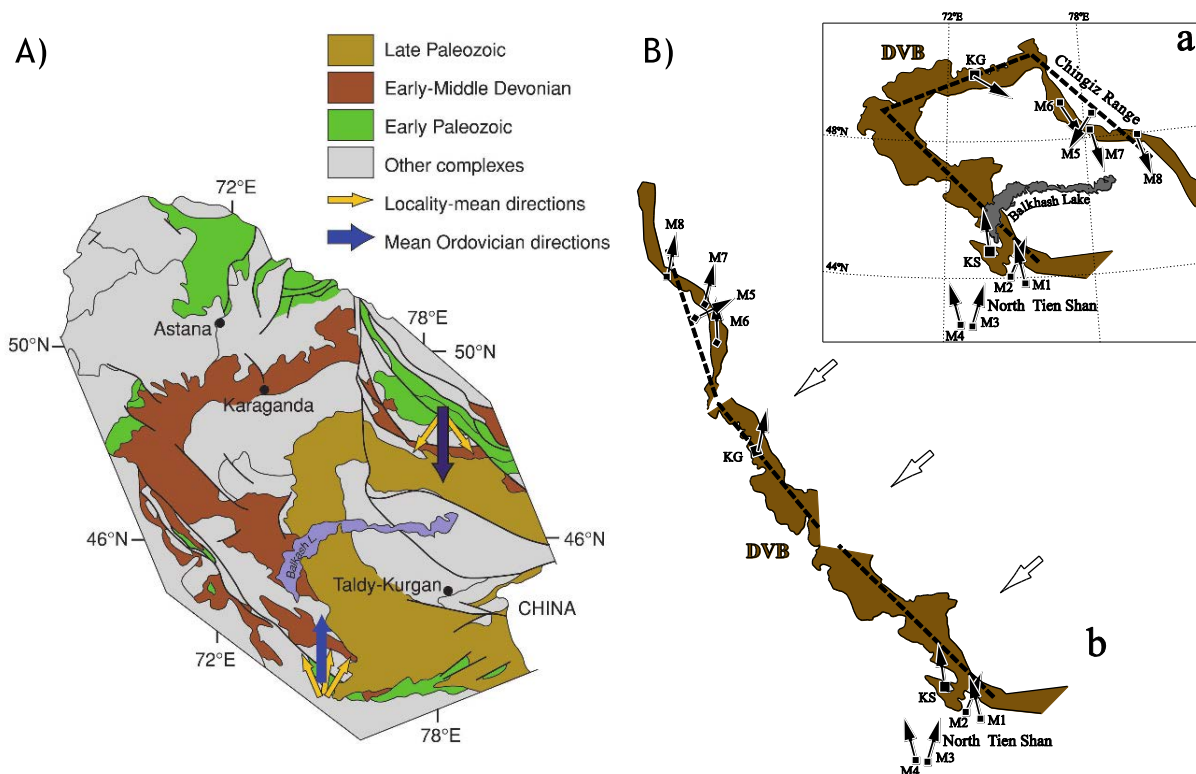


Fig. 1-4: A) Mapa del orocline de Kazajistán en el que se muestran las direcciones paleomagnéticas para la rama norte y la rama sur del mismo. B) Interpretación de esta cadena de montañas como un orocline, en el que un continente acintado originalmente lineal fue plegado de manera posterior. Modificado de van der Voo (2004), Abrajevitch et al. (2007) y Bazhenov et al. (2012).

Fig. 1-4: A) Map of Kazakhstan orocline. Arrows represent mean paleomagnetic directions in both northern and southern branches of the orocline. B) Interpretation of the curved pattern as the orocline buckling of an originally linear belt. Modified from van der Voo (2004), Abrajevitch et al. (2007) y Bazhenov et al. (2012).

herramienta estructural ha resultado ser el mejor método para identificar estas rotaciones de eje vertical ya que está basado en una línea de referencia externa, definida por el campo magnético terrestre. No obstante, este método no está exento de otros problemas, como la constatación de que sus medidas presentan un error típico que se sitúa entre el 10% y el 15%, con lo que rotaciones por debajo de un 15% no tendrán significado estadístico (Weil y Sussman, 2004). Además, el paleomagnetismo solo es capaz de medir rotaciones desde el momento de magnetización de la roca que puede ser muy posterior a la formación de la propia roca.

Adicionalmente, el paleomagnetismo tiene que lidiar con las posibles remagnetizaciones posteriores impuestas por variados factores geológicos, como por ejemplo el aumento de temperatura, ya sea por metamorfismo de contacto o regional o por la migración de fluidos por la roca, que pueden borrar completamente cualquier registro anterior del magnetismo (e.g. Weil *et al.*, 2001). De esta forma, el paleomagnetismo no podrá contribuir al estudio de la cinemática de rotación alrededor de un eje vertical si la roca fue magnetizada después de ese episodio rotación.

Otro de los problemas que presenta el paleomagnetismo es la dificultad de datar las magnetizaciones. Aunque existen métodos experimentales de datación absoluta que aún presentan muchas dificultades (Tohver *et al.*, 2008) los métodos clásicos de datación son

relativos, como la prueba del pliegue (*e.g.* Weil y van der Voo, 2002) y la del conglomerado (*e.g.* Starkey y Palmer, 1970; Shipunov *et al.*, 1998). Estos métodos se encuentran con la problemática de que casi todos los orógenos tienen una historia polifásica larga y continuada en el tiempo. Por ello el paleomagnetismo requiere la obtención de un número grande de datos distribuidos adecuadamente en el espacio (*i.e.* alrededor de toda la curvatura orogénica) y en el tiempo (*i.e.* seleccionadas en rocas preorogénicas, sinorogénicas y postorogénicas).

Por último, el paleomagnetismo no presenta control sobre si la rotación es de un bloque rígido o si es debida a la deformación ni tampoco sobre las rotaciones de eje horizontal, por lo que su aportación a la cinemática y la dinámica siempre está sesgada. Asimismo, la interpretación de las rotaciones en orógenos complejos que presentan pliegues cónicos o con ejes que cabecean es especialmente complicada. Por ello la combinación de análisis estructural con paleomagnetismo resulta indispensable para resolver la cinemática de un orógeno curvado.

La mejor herramienta a la hora de delimitar si la cinemática de un orógeno curvado es primaria, progresiva o secundaria, es la prueba del oroclinal. La prueba del oroclinal (Schwartz y van der Voo, 1983; Eldredge *et al.*, 1985) evalúa la relación entre la orientación de las estructuras regionales de referencia, como grandes cabalgamientos, con la orientación de una fábrica geológica como pueden ser medidas de deformación finita (Yonkee y Weil, 2010b), fracturas (Yonkee y Weil, 2010a; esta tesis), la anisotropía de la susceptibilidad magnética (Weil y Yonkee, 2009), la declinación paleomagnética (*e.g.*, Cifelli *et al.*, 2008), orientación en maclas de calcita (Kollmeier *et al.*, 2000) y un largo etcétera. La construcción de este gráfico se realiza representando la desviación de la orientación regional de las estructuras respecto a una dirección de referencia (S_R-S_0 donde el subíndice R es la dirección de referencia y 0 es la orientación regional) contra la desviación de la orientación de la fábrica respecto a la dirección de referencia (D_R-D_0).

La Figura 1-5 muestra una versión simplificada de los modelos cinemáticos de orógenos curvados propuestos por Weil y Sussman (2004). Señalamos:

1-5A) El modelo presenta un arco primario formado por una deformación uniforme. En este modelo tanto las direcciones paleomagnéticas como las fábricas permanecen constantes durante el episodio de deformación, por ello la pendiente de la prueba del oroclinal es 0.

1-5B) El modelo expone un arco primario con deformación radial. En este caso, al ser la deformación radial, las fábricas también lo son definiendo una pendiente de 1, mientras que las direcciones paleomagnéticas definen una pendiente de 0.

1-5C) Este modelo representa un arco orogénico progresivo y en él tanto las fábricas como las direcciones paleomagnéticas rotan progresivamente con el orógeno. En este caso las pendientes que se observan en la prueba del oroclinal se encuentran entre 0 y 1 en función del momento en el que se desarrollasen las estructuras o paleodeclinaciones. Así una estructura formada al inicio de la orogénia mostraría pendientes cercanas a 1 mientras que las últimas estructuras formadas mostrarían pendientes cercanas a 0.

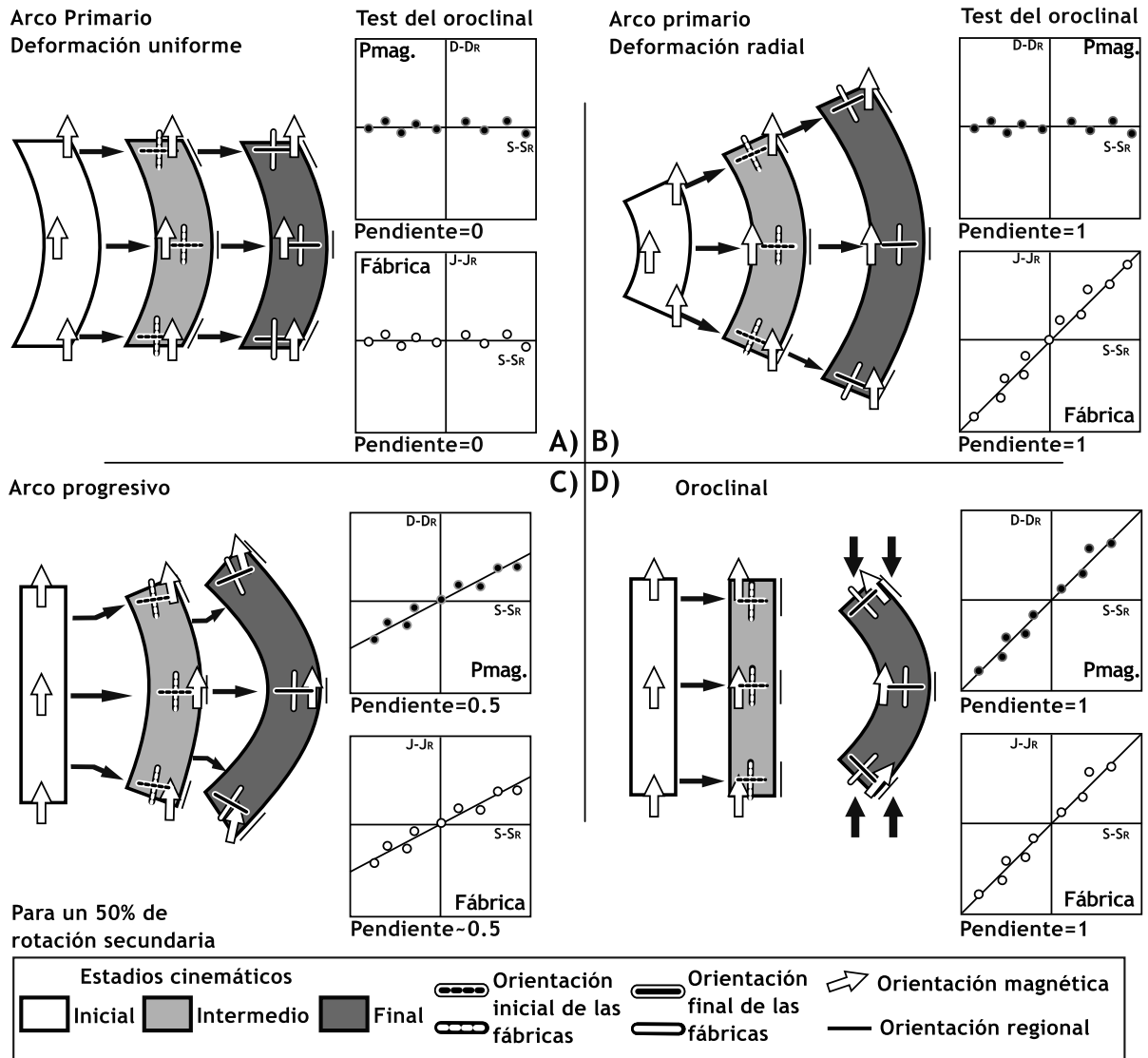


Fig. 1-5: Simplificación de los modelos cinemáticos propuestos por Weil y Sussman (2004) en el que se muestra el comportamiento de las lineaciones paleomagnéticas y de las fábricas estructurales en cada uno de los casos descritos. Ver texto para más información. Modificado de Yonkee y Weil (2010a).

Fig. 1-5: Simplified kinematic models for curved orogens (Weil and Sussman, 2004) where the behaviour of the paleomagnetic lineations and the structural fabrics is shown. For further information see text. Modified from Yonkee and Weil (2010a).

1-5D) Este último modelo muestra un caso de oroclinal, en él un orógeno lineal y las fábricas desarrolladas durante la orogenia son curvados posteriormente de forma que tanto las fábricas como las declinaciones paleomagnéticas mostrarán pendientes de 1 en la prueba del oroclinal. En esta simplificación gráfica se puede observar cómo las fábricas estructurales no pueden distinguir entre algunos casos de arcos primarios y de oroclinales. Por ello, si se usan fábricas para la prueba del oroclinal se necesitarán otros datos que delimiten la cinemática (Yonkee y Weil, 2010a).

1.2 Oroclinales a escala litosférica en el mundo

En los mapas geológicos se pueden observar abundantes ejemplos de orógenos curvados dispersos por el mundo, tanto a pequeña escala, dentro de orógenos, como a escala continental, donde muchos han sido interpretados como oroclinales. Se piensa que algunos de estos oroclinales fueron formados mediante procesos que implican a toda la litosfera, como el estudiado en este trabajo, el Oroclinal Ibero Armoricano (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004). De entre aquellos oroclinales que se suponen formados a escala litosférica se ha elegido una selección de los que mejor ilustran las principales consecuencias que puede provocar el plegamiento de toda la litosfera alrededor de un eje vertical. Se han escogido los ejemplos, bien porque son oroclinales que se están generando en la actualidad -por lo que los procesos asociados a su génesis pueden ser observados directamente (*i.e.* mediante geodesia) o indirectamente (*i.e.* mediante geofísica)-, o bien porque de alguna manera han servido de base para establecer los mecanismos que los generan o las consecuencias geológicas que tienen.

El Oroclinal de Bolivia

El Oroclinal de Bolivia (Isacks, 1988) en los Andes centrales se caracteriza por una curvatura de 50° y produce la flexión de la cordillera andina en un sector de casi 2000 km. Este oroclinal es, hasta el momento, el único en el que ha sido posible medir la tasa de plegamiento alrededor de un eje vertical gracias a una extensa red GPS (*Global Positioning*

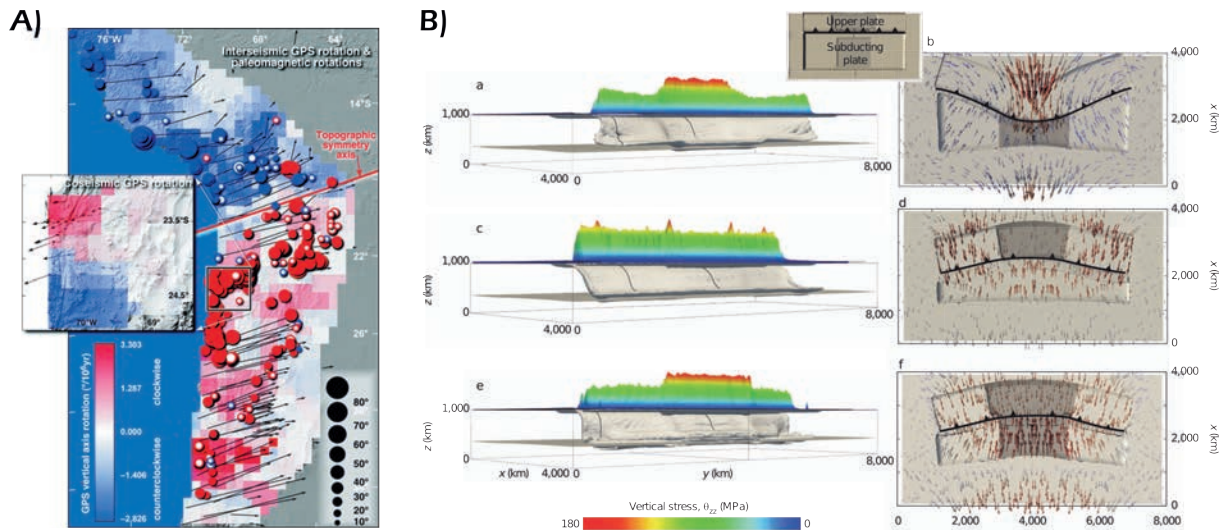


Fig. 1-6: A) Mapa de los Andes centrales en el que se muestra el eje del oroclinal de Bolivia y las rotaciones de eje vertical con puntos azules para las senestras y rojos para las dexas. El tamaño de los puntos depende de la cantidad de rotación. B) Modelos numéricos que muestran cómo las diferentes pendientes en la lámina de subducción pueden provocar un oroclinal como el boliviano. Modificado de Allmendinger *et al.* (2005) y Capitanio *et al.* (2011).

Fig. 1-6: A) Map of the central Andes, showing oroclinal axis and contoured vertical axis rotations in blue for counterclockwise rotations and in red for clockwise rotations. Size of dots shows the amount of rotation. B) Numerical model showing how the different slopes of the subduction slab could produce the Bolivian orocline. Modified from Allmendinger *et al.* (2005) and Capitanio *et al.* (2011).

System) que ha mostrado cómo la curvatura orogénica se incrementa en la actualidad con una velocidad de alrededor de 4°/m.y. Estos datos de GPS están apoyados por una gran cantidad de datos paleomagnéticos y por la información proveniente de la deformación asociada a grandes fallas de desgarre o salto en dirección (Isacks, 1988; Maffione *et al.*, 2009 y referencias allí incluidas) que muestran cómo durante los últimos 10 millones de años la velocidad a la que se ha generado el Oroclinal ha sido aproximadamente constante a partir de una geometría prácticamente linear (Fig. 1-6A; Allmendinger *et al.*, 2005).

El mecanismo que con más frecuencia se ha sugerido como responsable del plegamiento de la cadena de los Andes está relacionado con la geometría de la placa de Nazca subducida que, de acuerdo con evidencias geofísicas, parece presentar distintas pendientes en función de la edad de la misma (*e.g.* Capitanio *et al.*, 2011) a un lado y otro de la flexión que produce el oroclinal. Esta interpretación requiere la implicación de toda la litosfera en la formación del oroclinal boliviano (Fig. 1-6B).

El Oroclinal de Calabria

Uno de los casos de oroclinal a escala litosférica que mejor ilustra la evolución cinemática y estructural de la corteza superior es el Oroclinal de Calabria (Johnston y Mazzoli, 2009) situado entre el sur de la península Itálica y Sicilia. La curvatura de este oroclinal está definida por la variación de la orientación regional de las estructuras que trazan una curva desde el sur de los Apeninos hasta Sicilia (Cifelli *et al.*, 2008). El extenso reconocimiento paleomagnético realizado en este orógeno curvado revela una cinemática de plegamiento alrededor de un eje vertical que afecta a las rocas desde el Cretácico hasta el Mioceno Medio (Eldredge *et al.*, 1985; Cifelli *et al.*, 2008), es decir, todas las rocas pre-Mioceno Medio que en la actualidad tienen una disposición curvada estaban alineadas en disposición norte-sur.

En la Fig. 1-7A se puede observar cómo las paleodeclinaciones para estas rocas dibujan toda la curvatura del Oroclinal de Calabria y varias pruebas del oroclinal en rocas con distintas edades (Fig. 1-7B; Cifelli *et al.*, 2008) muestran pendientes de 1 o cercanas a 1. Sin embargo, las paleodeclinaciones medidas en rocas más modernas, entre el Mioceno superior y el Pleistoceno Inferior, muestran una curvatura menor que la cadena de montañas curvada, lo que implica que las rocas Miocenas a Pleistocenas se sedimentaron al mismo tiempo que se estaba formando la curvatura del orógeno (Fig 1-7A y B).

Finalmente, las rocas más modernas analizadas (Pleistoceno medio) no muestran rotaciones, lo que parece indicar que o bien los procesos que causaron dicho oroclinal cesaron hace alrededor de 780.000 años, o bien el método paleomagnético no tiene resolución suficiente para detectar con seguridad la rotación producida más recientemente. De estos análisis se concluye que este arco orogénico se ha formado en los últimos 13 millones de años y existen sospechas de que sigue plegándose en la actualidad (Johnston and Mazzoli, 2009). En este oroclinal se ha observado el rejuego de fallas y cabalgamientos durante el proceso de plegamiento (Somma *et al.*, 2005; Somma, 2006). Entre los distintos mecanismos que se han propuesto para la formación de este oroclinal están:

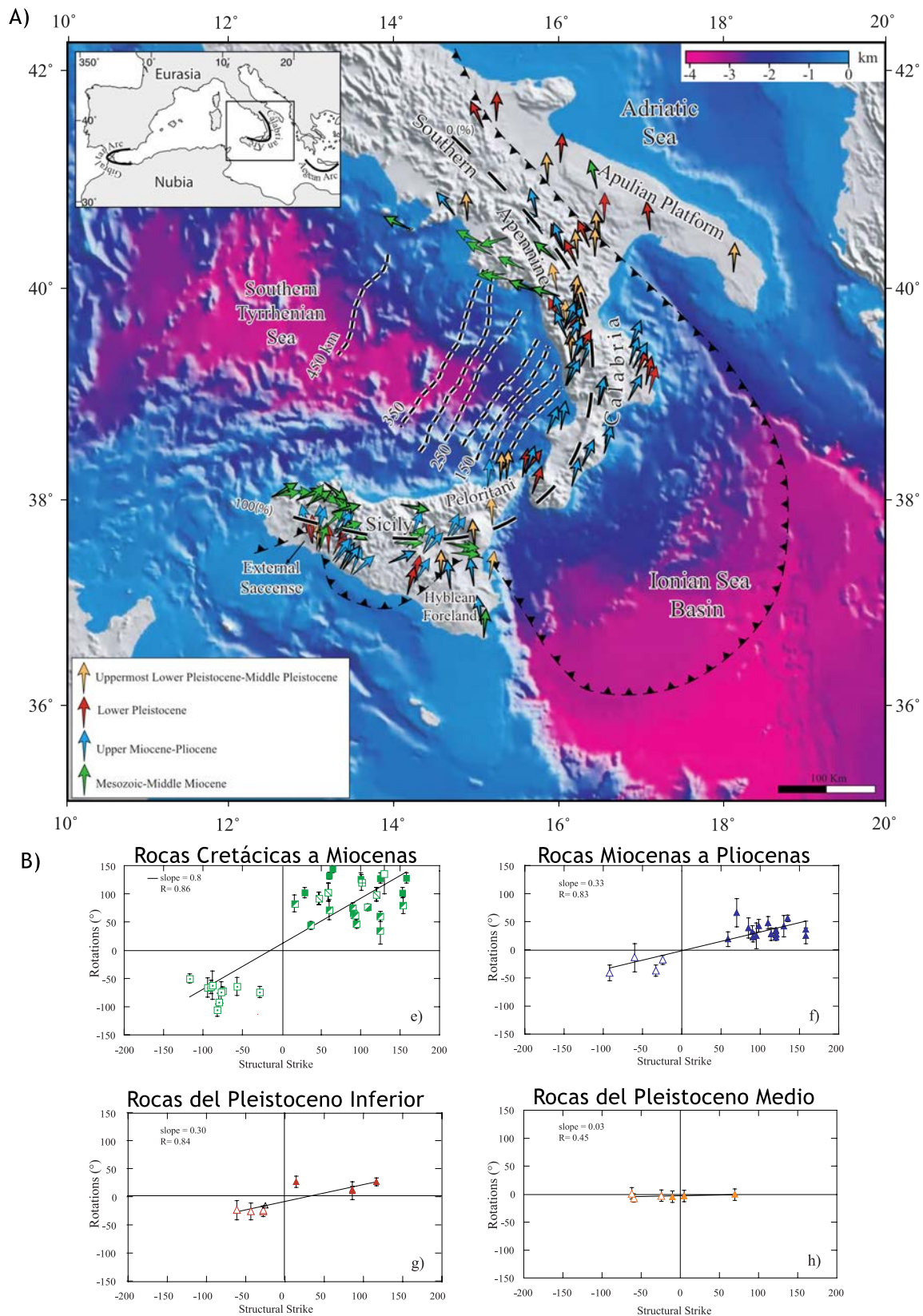


Fig. 1-7: A) Mapa del Oroclinal de Calabria con las direcciones paleomagnéticas tomadas en rocas de distintas edades. B) Prueba del oroclinal para cada una de las distintas rocas estudiadas. El test realizado para las rocas más antiguas presenta una pendiente cercana a 1 que va disminuyendo según las rocas se hacen más jóvenes hasta que llega a 0. Modificado de Cifelli et al. (2008).

Fig. 1-7: A) Map of the Calabrian orocline depicting the paleomagnetic directions measured in rocks of different ages. B) Orocline test in the different rocks studied. Older rocks depict slopes of ca. 1, whereas in younger rocks the slope decreases until 0 for Pleistocene rocks. Modified from Cifelli et al. (2008).

a) El oroclinal se formó por el *roll-back* de la zona de subducción situada en el mediterráneo (Rosenbaum y Lister, 2004; Cifelli *et al.*, 2008). Rosenbaum y Lister (2004) sugieren que el inicio del proceso de *roll-back* cambió del régimen compresivo previo, debido al *slab-pull* de los fragmentos oceánicos del Tetis correspondientes a la placa africana al extensivo, produciendo la apertura del océano Tirreno.

b) Johnston y Mazzoli (2009) sin embargo sugieren que este orógeno curvado se produjo por *buckling* de la península Itálica debido al movimiento de la placa Africana hacia el norte. Este plegamiento sería, además, el responsable del *roll-back* de la zona de subducción y de la apertura del océano Tirreno. También explicaría la anómala velocidad de la apertura del Tirreno. Este modelo, no obstante, requiere que algunos cabalgamientos rejugasen en zonas de cizallas dexas hacia el oeste del oroclinal, hipótesis que aún no ha sido comprobada.

El oroclinal de Vrancea

El oroclinal de Vrancea es el arco orogénico norte de la cadena de montañas curvada con forma de “Z” de los Cárpatos, situado al este de Rumanía. El arco de Vrancea presenta una curvatura superior a los 120° y una longitud de unos 700 km. La curvatura de los

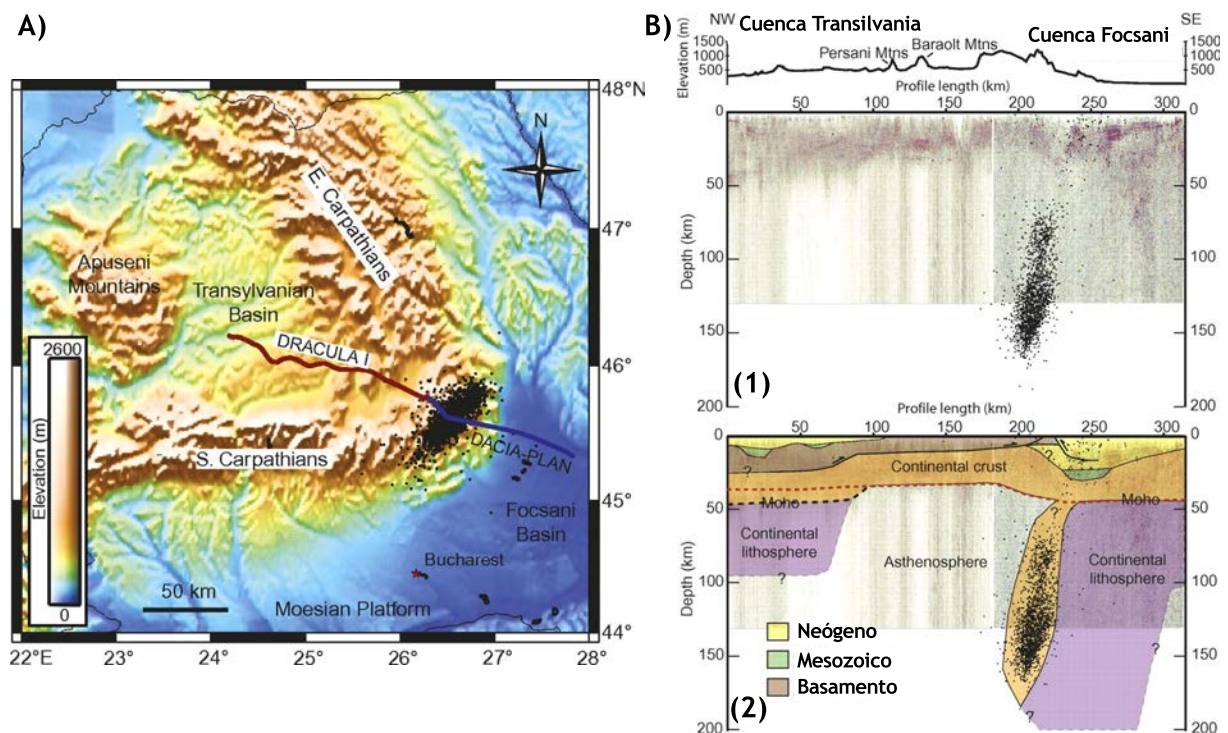


Fig. 1-8: A) Mapa del Oroclinal de Vrancea en el que aparecen proyectados los perfiles sísmicos DACIA-PLAN y DRACULA I y los epicentros de los principales terremotos. B) (1) Perfil sísmico con la proyección de los hipocentros de los principales terremotos. (2) Interpretación del perfil sísmico como un proceso de delaminación litosférica. Modificado de Fillerup *et al.* (2010).

Fig. 1-8: A) Vrancea orocline map showing the seismic profiles DRACULA I and DACIA-PLAN and the epicenters of the main earthquakes. B) (1) Seismic profile with earthquakes' hipocenters projected. (2) Interpretation of the seismic profile as a lithospheric delamination process. Modified from Fillerup *et al.* (2010)

Cárpatos se ha interpretado a menudo como un juego de indentaciones y obstaculizaciones entre la microplaca Itálica y la placa de Moesia durante la orogenia alpina (Linzer *et al.*, 1998; Ismail-Zadeh *et al.*, 2012 y referencias allí presentes); no obstante, el escaso conocimiento paleomagnético -que impide conocer en detalle su cinemática, así como el intervalo temporal en que se produjo y su estructura- parecen indicar que se trata de un arco orogénico secundario (*i.e.* un oroclinal), si bien no puede descartarse que su geometría fuese inicialmente curvada aunque fuese menos acusada que la curvatura actual (Dupont-Nivet *et al.*, 2005 y referencias allí presentes).

La formación de la curvatura de los Cárpatos aún se encuentra bajo un intenso debate aunque parece claro que, tanto si la curvatura de Vrancea es progresiva o un oroclinal, el proceso que ha formado esta cadena de montañas ha ocurrido a escala litosférica puesto que los datos sísmicos indican la formación de terremotos profundos justo bajo la charnela del oroclinal (*e.g.* Gvirtzman, 2002; Chalot-Prat y Girbacea, 2000). Por otra parte, los perfiles sísmicos DRACULA I y DACIA-PLAN muestran un proceso de delaminación litosférica que está ocurriendo actualmente y que consistiría en el desprendimiento de una raíz litosférica eclogitizada (*i.e.* una anomalía Rayleigh-Taylor a escala litosférica, Molnar *et al.*, 1998), que se habría formado debajo del oroclinal (Fig 1-8; Fillerup *et al.*, 2010; Ismail-Zadeh 2012 y referencias allí presentes).

Otra de las interpretaciones es que la delaminación observada en los perfiles profundos es el desmembramiento de la placa que subduce bajo los cárpatos (Koulakov *et al.*, 2010 y referencias allí presentes); sin embargo, no se han encontrado por el momento rocas que evidencien una sutura.

Los Oroclinales en el orógeno de Nueva Inglaterra

Los oroclinales descritos hasta ahora son actuales o se han formado muy recientemente. Sin embargo, existen muchos análogos antiguos, algunos especialmente espectaculares como el caso de los oroclinales en el orógeno de Nueva Inglaterra. El orógeno de Nueva Inglaterra está situado en la costa este de Australia. El origen de este orógeno se interpreta como debido a la existencia de un margen continental activo situado entre el Devónico Superior y el Triásico inferior (Leitch, 1975; Murray *et al.*, 1987) en un contexto geodinámico similar al de los Andes actuales. El número de oroclinales interpretados en este orógeno varía entre dos y cuatro (Fig 1-9; Offler y Foster, 2008; Cawood *et al.*, 2011; Rosenbaum *et al.*, 2012) y la geometría sugerida es especialmente compleja en las que un par de curvas que forman una “Z” se unen a otro par que forma una “S” (Fig. 1-9). Estos oroclinales se han reconocido principalmente mediante argumentos derivados de la geología estructural, gracias a la presencia de foliaciones y pliegues menores interpretados como producidas durante el plegamiento oroclinal (*e.g.* Li *et al.*, 2012) y por la geocronología de granitoides (Rosenbaum *et al.*, 2012) ya que hasta este momento no hay suficientes datos paleomagnéticos disponibles (Cawood *et al.*, 2011). Tanto la cronología como los mecanismos que pudieron provocar este orógeno curvado están bajo un intenso debate. Se ha sugerido que el plegamiento oroclinal se produjo durante el Pérmico Inferior (Li *et al.*, 2012; Rosenbaum *et al.*, 2012) o durante el Pérmico Medio. Se asume que terminó

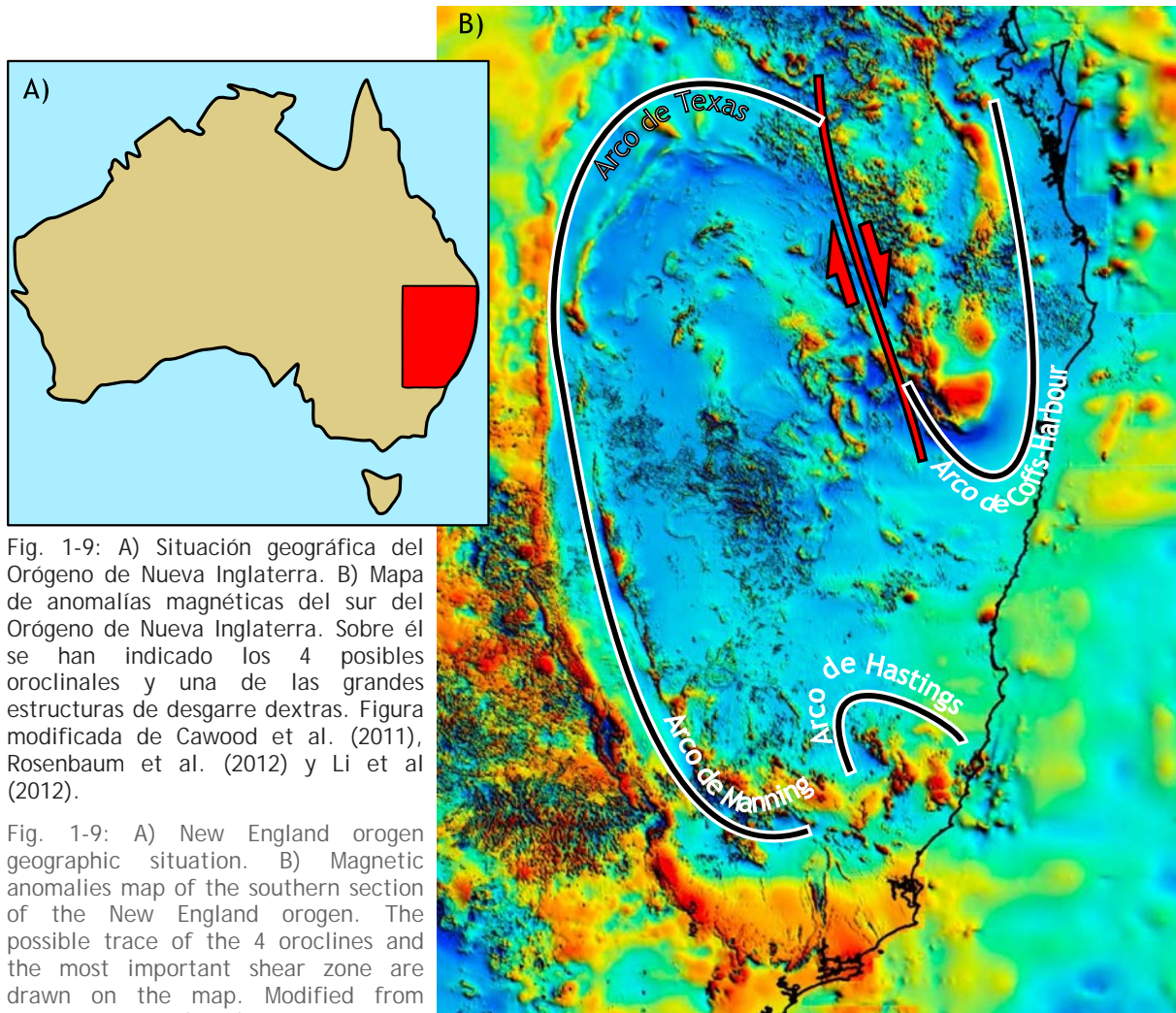


Fig. 1-9: A) Situación geográfica del Orógeno de Nueva Inglaterra. B) Mapa de anomalías magnéticas del sur del Orógeno de Nueva Inglaterra. Sobre él se han indicado los 4 posibles oroclinales y una de las grandes estructuras de desgarre dexas. Figura modificada de Cawood et al. (2011), Rosenbaum et al. (2012) y Li et al (2012).

Fig. 1-9: A) New England orogen geographic situation. B) Magnetic anomalies map of the southern section of the New England orogen. The possible trace of the 4 oroclines and the most important shear zone are drawn on the map. Modified from Cawood et al. (2011), Rosenbaum et al. (2012) y Li et al (2012).

durante un episodio orogénico conocido como orogenia Bowen hace 265 millones de años (Holcombe *et al.*, 1997). Los mecanismos que se han presentado como posibles son:

- a) Un origen polifásico que comenzaría con un proceso de *roll-back* que daría lugar a la curvatura inicial más abierta. Esta curvatura se haría más aguda tras un proceso de cizallamiento dextro (Li *et al.*, 2012 y referencias allí escritas). Finalmente, la orogenia Bowen sería la causante de un reapretamiento final (Fig 1-9; Li *et al.*, Rosenbaum *et al.*, 2012).
- b) Un gran cizallamiento dextro producido durante el Pérmico Medio que habría separado dos episodios de acreción de terrenos (Offler y Foster, 2008; Cawood *et al.*, 2011).

Los oroclinales de Alaska

La Cordillera en Norteamérica es un orógeno resultante del incremento en la velocidad de subducción durante el desmembramiento de Pangea (e.g. Murphy y Nance, 1991; Murphy *et al.*, 2009). En el norte de este orógeno, entre Yukon y Alaska, se han diferenciado, tras un trabajo de correlación de unidades y el uso de los escasos datos de paleomagnetismo disponibles, al menos dos curvas orogénicas de casi 180° cada una, denominadas las Colinas Kulukubuk y el oroclinal del nordeste de Alaska (Fig 1-10A; Johnston, 2001; Johnston y Gutiérrez-Alonso, 2010). Por otra parte, se ha reconocido un patrón de edades U/Pb en rocas ígneas que corresponde aproximadamente con la traza de estos arcos orogénicos, lo que indica una actividad ígnea coetánea con la formación del oroclinal y sugiere que el origen de estos oroclinales sea a escala litosférica (Johnston, 2008 y referencias allí presentes).

La formación de estos arcos orogénicos se ha interpretado como la colisión de un continente acintado (*ribbon continent*) de casi 8000 km de longitud y menos de 500 km de anchura bautizado como SAYBIA (acrónimo Siberia, Alaska, Yukon y British Columbia) que chocó contra la placa Kula (en Norteamérica) hace unos 85 millones de años formándose pliegues de eje vertical de manera similar a un “tren descarrilado” (*sic*) en un proceso que duró alrededor de 30 millones de años (Fig. 1-10B; Johnston, 2001). Esta colisión implicó un acortamiento de unos 2000 km que fue acomodado mediante el plegamiento oroclinal del continente acintado y el desarrollo de importantes zonas de cizalla (Johnston, 2001). Un proceso de esta magnitud es necesariamente un proceso a escala litosférica, sugerencia que está apoyada por el evento térmico asociado (Johnston y Gutiérrez-Alonso, 2010).

1.3 El oroclinal Ibero Armoricano

El oroclinal Ibero Armoricano, situado en el suroeste de Europa, es una de las cadenas de montañas curvadas más impactantes de la Tierra. Su curvatura, de cerca de 180° y reconocida inicialmente por Suess (Fig. 1-1; 1885-1908), afecta a todas las estructuras formadas durante la orogenia Varisca dibujando un arco que puede seguirse desde la península de Bretaña, en Francia, a través del Mar Cantábrico, el sur de las Islas Británicas y adentrándose por el oeste de la península Ibérica (Fig. 1-11A), donde continúa con otra gran curva orogénica en sentido opuesto al oroclinal Ibero Armoricano descrita recientemente y conocida como el Arco Orogénico Centroibérico (Aerden, 2004; Martínez-Catalán, 2011, 2012; Shaw *et al.*, 2012) que aún no ha sido caracterizado cinemáticamente. Estos dos arcos orogénicos forman una cadena de montañas curvada con forma de “S” cuya presencia ya fue esbozada por du Toit (1937) y desaparecen hacia el este de la península Ibérica bajo rocas más modernas depositadas discordantemente sobre ellos y afectadas por la deformación alpina.

La cinemática del oroclinal Ibero Armoricano ha sido muy controvertida y en consecuencia se han postulado una gran cantidad de interpretaciones que incluían todas las posibilidades descritas previamente y que serán discutidas a continuación. Sin embargo, este arco orogénico ha sido caracterizado como un arco secundario u oroclinal durante la

primera década del siglo XXI gracias a la gran cantidad de datos paleomagnéticos recogidos especialmente en el núcleo del mismo (e.g. Weil *et al.*, 2000; Weil, 2006) y a reinterpretaciones regionales a partir de estudios estructurales enfocados al estudiar el efecto de la generación del oroclinal Ibero Armoricano en las rocas afectadas (Kollmeier *et al.*, 2000; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004 y esta tesis doctoral).

Los trabajos de campo requeridos para la elaboración de este trabajo se han realizado en el núcleo del oroclinal Ibero Armoricano, conocido con muchos nombres, tales como Arco Astúrico, Arco Cantábrico u oroclinal Cantábrico y cuya extensión geográfica ocupa buena parte del noroeste peninsular incluyendo gran parte de las provincias de Asturias, León y en menor medida Palencia y Cantabria (Fig. 1-11B).

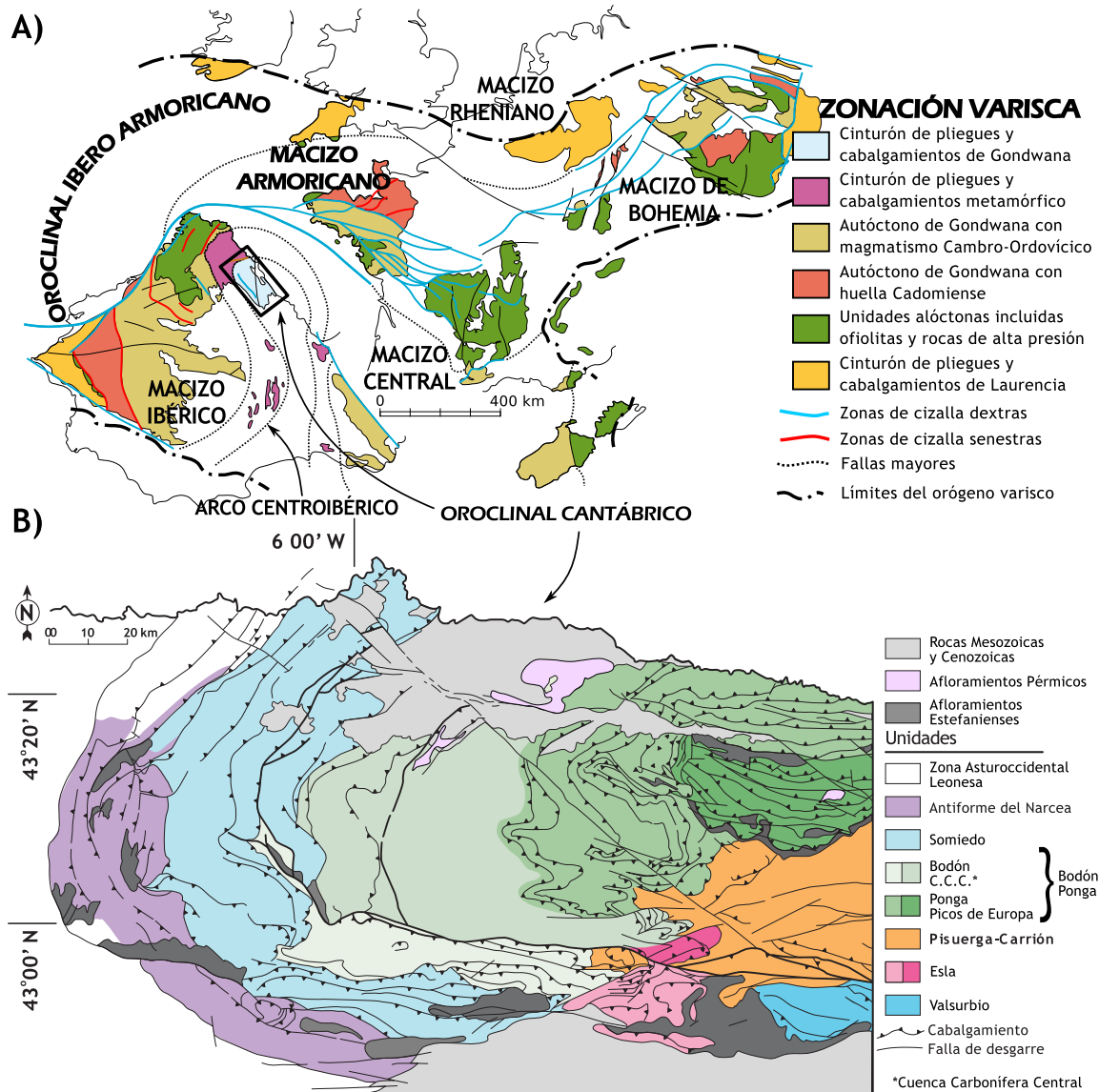


Fig. 1-11: A) Zonación del orógeno Varisco del suroeste de Europa con las principales estructuras y unidades tectonoestratigráficas. B) Mapa geológico de las principales estructuras y unidades y subunidades tectónicas del Oroclinal Cantábrico. En este mapa también se muestran los principales afloramientos discordantes de rocas Estefanienses, Pérmicas, Mesozoicas y Cenozoicas. Modificado de Martínez-Catalán *et al.* (2007), Alonso *et al.* (2009) y Weil *et al.* (2010).

Fig. 1-11: A) Tectono-stratigraphic zonation of the Western European Variscan Belt showing the main structures and the overall trace of the Ibero-Armorican orocline. B) Cantabrian orocline zonation showing the main tectonics units and unconformable Stephanian, Permian and Meso-Cenozoic rocks. Modified from Martínez-Catalán *et al.* (2007), Alonso *et al.* (2009) y Weil *et al.* (2010).

1.3.1 Marco Geológico Regional

Las rocas más antiguas que se han encontrado en la península Ibérica datan del Ediacareense (Fernández-Suárez *et al.*, 1998), son grauvacas con intercalaciones volcánicas y algunas intrusiones que se han interpretado como resultantes de un largo episodio de subducción que tuvo lugar en el margen norte de Gondwana durante el Neoproterozoico (*e.g.* Fernández-Suárez *et al.*, 1998, 2000a; Murphy *et al.*, 2000; Nance *et al.*, 2010). Esta situación se revirtió en el Cámbrico Inferior y tras un periodo de rifting prolongado (*e.g.* Sánchez-García *et al.*, 2008) durante el Cámbrico Superior y el Ordovícico Inferior se abrió el océano Reico que separaba así varios terrenos perigondwánicos (Avalonia, Carolina, Ganderia) del margen norte de Gondwana (*e.g.* Murphy *et al.*, 2006; Nance *et al.*, 2010).

Este periodo de *rifting* y separación inicial de los terrenos perigondwánicos se ha identificado principalmente en el noroeste de la península Ibérica por dos motivos:

- a) La presencia generalizada de rocas ígneas conocidas como el “ollo de sapo”, que se formaron durante el intervalo de tiempo citado anteriormente y que han sido asociadas habitualmente a un proceso de rifting (Díez-Montes, 2006; Valverde-Vaquero *et al.*, 2006; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2007; Murphy *et al.*, 2008).
- b) La acumulación simultánea de una secuencia característica de margen pasivo (*e.g.* Aramburu *et al.*, 2002).

Sin embargo, la hipótesis de rifting es aún controvertida ya que otros autores han asociado la citada actividad ígnea con una posible subducción (Fernández *et al.*, 2008; Castro *et al.*, 2009). En cualquier caso se acepta que el océano Reico alcanzó su máxima amplitud de alrededor de 4000 km de anchura durante el Silúrico (*e.g.* Nance *et al.*, 2010 y referencias allí presentes).

Es un tema sujeto a debate la situación paleogeográfica y el marco geotectónico de Iberia, principalmente del noroeste de Iberia donde se sitúa el oroclinal Ibero Armoricano, durante el Silúrico Inferior. Muchos autores, basados principalmente en datos paleomagnéticos en los que la edad de las magnetizaciones registradas es incierta (*e.g.* Parés *et al.*, 1994), han situado Iberia durante el Silúrico Superior en un terreno acintado conocido como Hun o Armórica, que se separó de Gondwana y migró hacia el norte (van der Voo, 1982, 1988; van der Voo, 1993; Tait *et al.*, 1994; Tait, 1999; Stampfli and Borel, 2002). Se ha defendido que la separación de este microcontinente, Hun o Armorica, de Gondwana es la responsable del nacimiento del océano Paleotetis y que su posterior colisión contra Laurencia sería la causante del cierre del océano Reico y de la consecuente orogenia Varisca.

En contraposición, otros autores sitúan el noroeste de Iberia durante toda la historia del océano Reico en el margen pasivo del norte de Gondwana. Los principales argumentos a favor de esta hipótesis son la coincidencia de faunas entre el hipotético microcontinente y Gondwana (*e.g.* Robardet, 2003) y la coincidencia de áreas fuente basada en criterios sedimentológicos, geocronológicos y geoquímicos (Linnemann *et al.*, 2004, 2008; Murphy *et al.*, 2006; Barreiro *et al.*, 2006; Fernandez-Suarez *et al.*, 2006; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2008a; Martínez Catalán *et al.*, 2009; Díez Fernández *et al.*, 2010). Esta interpretación implica que la

la litosfera del océano Reico subdujo solamente bajo Laurencia, con polaridad hacia el norte, y nunca bajo Gondwana desde la apertura del Reico.

Cualquiera de estos escenarios implican la desaparición del océano Reico, que quedó registrada con la deformación asociada a la colisión final de Laurencia y Gondwana (o Armorica-Hun), la formación postrera del supercontinente Pangea y en varias *suites* ofiolíticas que se han conservado en lo que hoy en día se interpreta como la sutura de la colisión (e.g. Arenas *et al.*, 2007). El acortamiento que produjo la colisión continental, que comenzó hace alrededor de 365 millones de años (Dallmeyer *et al.*, 1997; Martínez-Catalán *et al.*, 2003, 2009), provocó un edificio orogénico a gran escala (e.g. Franke, 1989; Pérez-Estaún *et al.*, 1991; Matte, 2001; Franke, 2006; Martínez-Catalán *et al.*, 1997; 2007) que, según se piensa, sufrió un colapso extensional en las zonas internas engrosadas hace aproximadamente 320 millones de años (e.g. Díez-Balda *et al.*, 1995; Arenas y Martínez-Catalán, 2003; Martínez-Catalán *et al.*, 2009). Este evento extensional es contemporáneo al desarrollo del cinturón de pliegues y cabalgamientos no metamórfico y cuencas de antepaís de Gondwana (e.g. Pérez-Estaún *et al.*, 1991, 1994) cuyos únicos afloramientos se conservan en el núcleo del oroclinal, en una zona tectonoestratigráfica conocida como la Zona Cantábrica situada al noroeste de Iberia.

Después de la orogenia Varisca, durante el Pensilvaniense Superior y el Aseliense (Pérmico Inferior) se produjeron tanto el pliegue oroclinal del orógeno (e.g. Weil *et al.*, 2000, 2010), al que se dedica más adelante un subcapítulo en esta introducción, como un evento térmico post-orogénico de gran importancia ocurrido entre hace 310 y 300 millones de años en el arco externo del oroclinal Ibero Armoricano y entre 300 y 290 millones de años en el arco interno del oroclinal Ibero Armoricano (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011a). Las evidencias de un flujo térmico anómalo son:

- 1) El desarrollo de rocas ígneas a lo largo de todo el orógeno incluyendo el cinturón de pliegues y cabalgamientos (e.g. Valverde-Vaquero, 1992; Fernández-Suárez *et al.*, 2000b; 2011; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011a).
- 2) Carbones con rangos de antracita y metaantracita en rocas sinorogénicas que no muestran metamorfismo (Colmenero y Prado, 1993; Colmenero *et al.*, 2008).
- 3) Mineralizaciones postorogénicas en el cinturón de pliegues y cabalgamientos inclusive (Martin-Izard *et al.*, 2000).
- 4) Remagnetizaciones post-tectónicas (Weil y van der Voo, 2002).
- 5) Dolomitizaciones generalizadas a lo largo de cabalgamientos fuera de secuencia (Gasparrini *et al.*, 2003).
- 6) Inversiones topográficas post-orogénicas (Muñoz-Quijano y Gutiérrez-Alonso, 2007a; 2007b).

Tras ello, durante el Pérmico, comenzó el desmembramiento de Pangea (e.g. Dietz y Holden, 1970; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2008b) que se prolongó durante el Mesozoico.

1.3.2 Marco Geológico local

El orógeno Varisco se ha separado en una serie de dominios tectonoestratigráficos que son correlacionables a lo largo de la cadena de montañas. Las unidades del Macizo Ibérico, que es como se ha denominado al conjunto de afloramientos variscos peninsulares, han sido modificadas varias veces desde su propuesta original (Lozte, 1945; Farias *et al.*, 1987; Arenas, 1988). Estas unidades tal y como se conocen en la actualidad son (Fig. 1-11A): zona Cantábrica, zona Asturoccidental-Leonesa, Zona Centro Ibérica, zona de Galicia-Trás-os-Montes, zona de Ossa-Morena y zona Surportuguesa. Como ya se ha indicado anteriormente, los trabajos de campo y las muestras seleccionadas para la realización de esta tesis se han tomado en el núcleo del oroclinal Ibero Armoricano, el oroclinal Cantábrico. El oroclinal Cantábrico (Fig 1-11B) incluye la totalidad de la zona Cantábrica y la sección noreste de la zona Asturoccidental-Leonesa .

La zona Cantábrica es la zona externa del Macizo Ibérico situada en el noroeste peninsular y limitada hacia el norte por el mar Cantábrico, hacia el oeste y el suroeste por el Antiforme del Narcea que la separa de la zona Asturoccidental-Leonesa y marca la transición a las zonas internas del orógeno (Gutiérrez-Alonso, 1992, 1996) y hacia el este y sureste por rocas Mesozoicas y Cenozoicas. La zona Cantábrica es un cinturón de pliegues y cabalgamientos clásico (Dahlstrom, 1969) desarrollado en una secuencia sedimentaria de plataforma (Aramburu *et al.*, 2002) y caracterizado por estar deformado con tectónica epidérmica con una dirección de transporte de los mantos de cabalgamiento hacia el núcleo del oroclinal (*e.g.* Pérez-Estaún *et al.*, 1988). La deformación interna en la zona Cantábrica es baja o muy baja (Gutiérrez-Alonso, 1996; Pastor-Galán *et al.*, 2009) y solo aparecen clivajes en las áreas más próximas al límite con las zonas internas. La zona Cantábrica no presenta metamorfismo visible aunque estudios de cristalinidad de illita (Gutiérrez-Alonso and Nieto, 1996; Brime *et al.*, 2001; esta tesis) y del índice de alteración del color en conodontos (Bastida *et al.*, 2004; García-López *et al.*, 2007) indican que la zona Cantábrica se sitúa en el límite entre la diagénesis profunda y un metamorfismo de grado muy bajo situado en la epizona y anquizona.

En la zona Cantábrica se han diferenciado diferentes dominios geológicos (Julivert, 1971) que recientemente han sido simplificados y revisados (Fig. 1-11B; Alonso *et al.*, 2009) y cuyos nombres son, desde las zonas más externas del oroclinal Cantábrico a las más internas del mismo:

1) **La unidad de Somiedo**, es la unidad situada más al oeste y suroeste de la zona Cantábrica y limita con el Antiforme del Narcea. Esta unidad presenta una sucesión estratigráfica paleozoica casi completa y está caracterizada por presentar unidades cabalgantes mayores que con frecuencia colocan rocas Cámbricas sobre rocas Carboníferas. Incluye las unidades que previamente se conocían como Somiedo, Correcilla y Sobia.

2) **La unidad de Bodón-Ponga**, que es la unidad que ocupa el centro y noreste de la zona Cantábrica. Esta unidad se caracteriza por contener una secuencia incompleta pre-Carbonífera que se acuña hacia el este y sobre ella una secuencia Carbonífera muy potente. La estructura de la unidad se caracteriza por dibujar el arco del oroclinal Cantábrico al completo (180°) y presentar en la charnela del mismo un trazado muy sinuoso

(Álvarez-Marrón y Pérez-Estaún, 1988; Álvarez-Marrón, 1995) y por la presencia de pliegues longitudinales cuyo apretamiento decrece hacia el este y pliegues radiales que son más abundantes hacia el sur y este (Aller y Gallastegui, 1995). La unidad Bodón-Ponga incluye varias de las unidades descritas anteriormente en la zona Cantábrica: Bodón, Cuenca Carbonífera Central, Ponga y Picos de Europa.

3) **La unidad de Pisuerga-Carrión** que se localiza hacia el este. Conserva una serie principalmente Carbonífera aunque aflora también el Silúrico y el Devónico. En ella se diferencian una serie de unidades cabalgantes desenraizadas cuyo emplazamiento dio lugar a las correspondientes cuñas clásticas sinorogénicas y el desarrollo de varias discordancias angulares en las rocas del Carbonífero Superior (e.g. Rodríguez-Fernández y Heredia, 1990).

4) **La unidad del Esla** es una unidad de menor extensión que se sitúa en el sur del oroclinal Cantábrico. Presenta características estratigráficas similares a las de la Unidad de Somiedo aunque está separada de esta por la falla del Porma que la pone en contacto con otras áreas estructuralmente diferentes (Alonso *et al.*, 1987; Alonso *et al.*, 2006). Esta unidad a veces ha sido agrupada con la unidad del Valsurbio.

5) **La unidad de Valsurbio** se sitúa en el sureste del oroclinal Cantábrico y presenta una estructura en forma de domo y un registro estratigráfico desde el Silúrico al Pensilvaniense. Esta unidad fue deformada de manera intensa durante el ciclo Alpino (Alonso *et al.*, 1996).

Además de las unidades descritas, el sector oriental del Antiforme del Narcea se considera parte de la zona Cantábrica, situándose el límite entre las zonas internas y externas en el cabalgamiento de la Espina y sus zonas de cizalla asociadas (Fig. 1-11B; Gutiérrez-Alonso, 1992, 1996). En la zona Cantábrica se han descrito dos grupos de pliegues con orientaciones ortogonales u oblicuas: Un grupo de pliegues cuyos ejes discurren paralelos a los cabalgamientos de la zona Cantábrica, conocidos como pliegues longitudinales y cuyo origen se asocia con pliegues de recubrimiento asociados a la topografía en rampas y cabalgamientos de las superficies de cabalgamiento. Otro grupo de pliegues tiene ejes que se disponen con un patrón radial a los cabalgamientos y a los pliegues longitudinales, conocidos como pliegues radiales (e.g. Julivert y Marcos, 1973; Aller y Gallastegui, 1995).

La deformación Varisca ocurrió de manera diacrónica de forma que migró desde las zonas internas del orógeno hacia las externas (Dallmeyer *et al.*, 1997). De igual manera ocurrió en la zona Cantábrica cuyas unidades fueron deformadas del oeste hacia el este (en coordenadas actuales). La primera documentación de la inestabilidad en la sedimentación, debido al aporte de sedimentos desde las zonas internas del orógeno ya levantadas, se ha interpretado como Devónico Superior (Colmenero y Prado, 1993; Keller *et al.*, 2008) pero el registro sedimentario en la cuenca de antepaís de un *fore-bulge* y de un *fore-deep* no es evidente hasta el Carbonífero Inferior (e.g. Fernández, 1993; Barba y Colmenero 1994). La deformación en la zona Cantábrica se relaciona con las zonas de cizalla que la limitan por el Oeste y que comenzó en el Misisipiense Superior (Dallmeyer *et al.*, 1997). Esta deformación se propagó hacia el este y resultó en el desarrollo de varias cuñas clásticas diacrónicas relacionadas con las diferentes unidades de cabalgamiento.

El Antiforme del Narcea es la estructura limítrofe entre las zonas internas y externas del orógeno (Fig 1-11B) en el noroeste de Iberia y se localiza en un afloramiento curvado de casi 200 km de longitud. El Antiforme del Narcea es una estructura asimétrica y vergente hacia la zona Cantábrica que contiene estructuras mayores como el cabalgamiento de La Espina, donde se sitúa el límite neto entre la zona Cantábrica y la zona Asturoccidental-Leonesa, y las zonas de cizalla asociadas a estas estructuras que tienen una potencia aproximada de 2 km (Gutiérrez-Alonso, 1992, 1996).

La zona Asturoccidental-Leonesa es el cinturón de pliegues y cabalgamientos metamórfico del orógeno Varisco y consecuentemente es una de las unidades de las zonas internas del orógeno. Las rocas en la zona Asturoccidental-Leonesa muestran tres fases de deformación (Marcos, 1973; Pérez-Estaún, 1978; Martínez-Catalán, 1985). En la primera fase se formaron pliegues acostados y tumbados con vergencia original hacia el este, además de una foliación asociada (S1) (Martínez-Catalán, 1985; Bastida *et al.*, 1986). La segunda fase formó los cabalgamientos y zonas de cizalla asociadas utilizando los flancos inversos de los pliegues formados en la fase primera. Durante esta fase se desarrolló una nueva foliación (S2) (*e.g.* Aller y Bastida, 1993). La tercera fase de deformación Varisca dio lugar a pliegues abiertos con superficies axiales subverticales que deforman a los previamente formados durante la primera fase dando lugar a una interferencia tipo 3 de Ramsay (1967) y

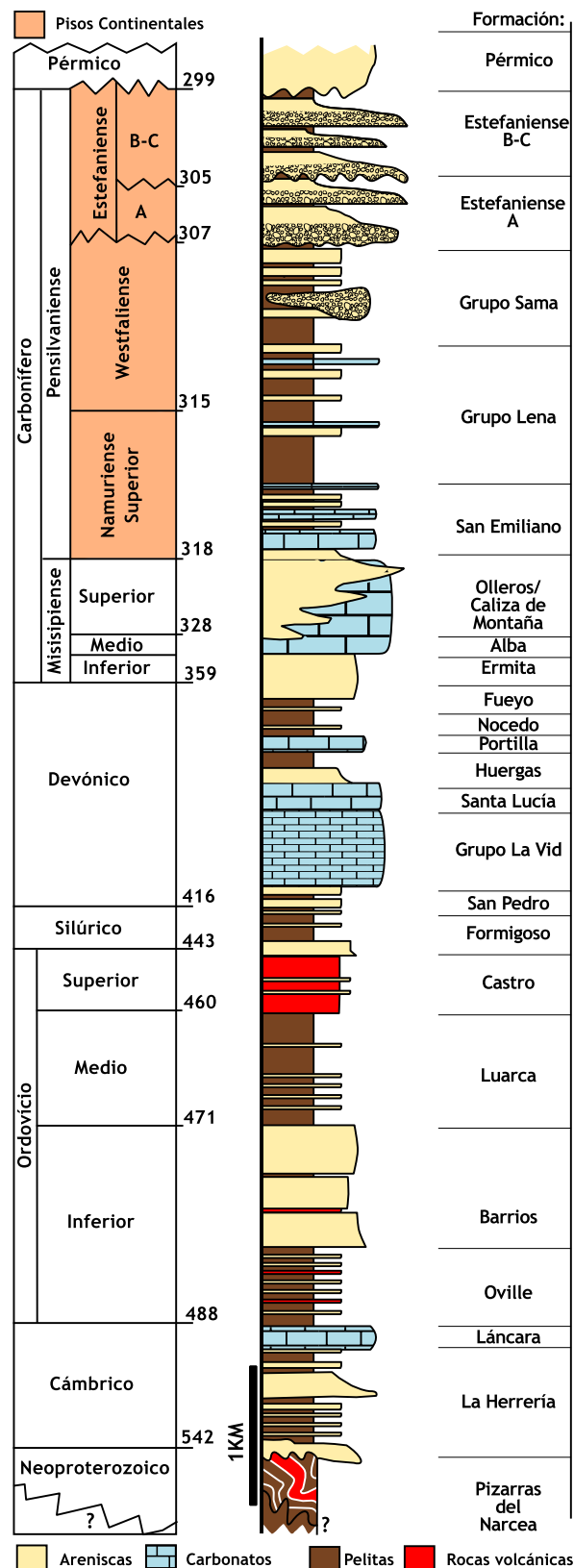


Fig. 1-12: Columna estratigráfica sintética de la zona Cantábrica. En ella aparecen las principales litologías y discordancias angulares (Ediacarense-Cámbrico, Estefaliense-Estefaniense y Carbonífero-Pérmico).

Fig 1-12: Stratigraphic column of the Cantabrian Zone showing the main unconformities (Ediacaran-Cambrian, Westphalian-Stephanian and Carboniferous-Permian).

desarrollan de forma local un clivaje de crenulación (S3) (e.g. Bastida *et al.*, 1986). La zona Asturoccidental-Leonesa presenta metamorfismo en facies de esquistos verdes (e.g. Martínez y Rolet, 1988) y valores de deformación interna más elevados que la zona Cantábrica.

La secuencia sedimentaria en la zona Cantábrica (Fig 1-12) es prácticamente continua desde el Ediacareense hasta el Pérmico con solo algunas ausencias y tres discordancias importantes. La secuencia Ediacareense, de potencia desconocida, aflora ampliamente en el Antiforme del Narcea y es una alternancia de pizarras y grauvacas con intercalaciones volcánicas con signatura de arco (e.g. Fernández-Suárez *et al.*, 1998; Rubio Ordóñez, 2010). Discordante sobre las rocas Neoproterozoicas se depositó una secuencia Paleozoica Inferior de plataforma con sedimentos clásticos y carbonatados intercalados (e.g. Aramburu *et al.*, 2002) que culmina con una secuencia característica de pizarras negras Silúricas y areniscas ferruginosas. Esta secuencia tiene forma de cuña que se adelgaza hacia el este. Su espesor máximo ronda los 6500 m en la Unidad de Somiedo mientras que en la zona más oriental alcanza solo unos centenares de metros, su potencia media aproximada es de 4500 m (Fig 1-12). Los datos de paleocorrientes indican que el área fuente de sedimentos estaba colocada hacia el este (en coordenadas actuales; e.g. Aramburu y García-Ramos, 1993; Shaw *et al.*, 2012) aunque actualmente no se conoce ningún potencial afloramiento de la fuente de sedimento.

La secuencia Devónica y Misisipiense consiste en la alternancia de rocas sedimentarias carbonatadas y siliciclásticas (Fig. 1-12) en las que se reconocen varias transgresiones y regresiones (Aramburu *et al.*, 2002; Gibbons *et al.*, 2002; Veselovsky, 2004; Keller *et al.*, 2008). Sobre ella y de forma concordante se sitúa una potente sucesión sinorogénica de rocas Westfalienses (Misisipiense Superior y Pensilvaniense Inferior) de alrededor de 5000 m dominada por una intercalación de rocas siliciclásticas y carbonatadas marinas someras y rocas siliciclásticas continentales (Colmenero y Prado, 1993). La zona Asturoccidental-Leonesa presenta una potente secuencia de casi 7000 m de edad Cambro-Ordovícica de sedimentos siliciclásticos y algunos afloramientos Silúricos. No existen afloramientos del resto de la secuencia (Martínez-Catalán, 1985).

Por encima de la zona Cantábrica y de la zona Asturoccidental-Leonesa y preservadas de forma dispersa y generalmente cobijadas por fallas inversas, se sitúan de forma discordante una serie de afloramientos Estefanienses (Pensilvaniense Superior) tanto sobre las rocas Ediacarenses, pre-orogénicas y sin-orogénicas. Estos afloramientos son de edades más jóvenes hacia el oeste y afloran en sinformes paralelos a las estructuras Variscas que dibujan el oroclinal Ibero Armoricano (e.g. Alonso, 1989; Colmenero *et al.*, 2008). La estructura general de estos afloramientos consiste en un sinforme asimétrico en el que el flanco que buza hacia el interior del oroclinal Cantábrico tiene bajo buzamiento mientras que el flanco que buza hacia el exterior del oroclinal Cantábrico está verticalizado o incluso invertido.

Las rocas presentes en estos afloramientos no presentan deformación interna. El contacto entre las rocas Estefanienses y el basamento es en muchos casos una falla inversa con alto buzamiento (Fig. 1-11B) que generalmente son rejuegos de cabalgamientos

preexistentes. Todos los afloramientos Estefanienses presentan una secuencia sedimentaria continental granodecreciente con ciclotemas de carbón que comienza con brechas y conglomerados (e.g. Corrales *et al.*, 1971; Colmenero y Prado, 1993). Aunque se han interpretado en ocasiones como pequeñas cuencas intramontañosas (e.g. Heward *et al.*, 1978), la similitud entre ellas y algunos datos de paleocorrientes han hecho plantearse a algunos autores que todos esos afloramientos fueron parte de una misma cuenca sedimentaria mayor o al menos de varias subcuencas interconectadas (Corrales, 1971). Además, en el núcleo del oroclinal Cantábrico existe una secuencia Estefaniense marina que ha sido interpretada como los últimos remanentes del margen pasivo de Gondwana en el Macizo Ibérico (Merino-Tomé, 2009).

En las zonas norte y oriental de la zona Cantábrica y discordantes sobre todas las rocas descritas se encuentran una serie de afloramientos prácticamente indeformados de edad Pérmico Inferior. Estas rocas fueron sedimentadas en pequeñas cuencas (Martínez-García, 1991) y se depositaron después del plegamiento oroclinal (Weil *et al.*, 2010). Las litologías dominantes son conglomerados, areniscas y pizarras rojas con algunas intercalaciones de capas carbonatadas, volcanoclásticas, flujos de basaltos calcoalcalinos y alguna pequeña capa de carbón (Martínez-García, 1981; Suárez, 1988). Una de las características distintivas de zona Cantábrica respecto a otros cinturones de pliegues y cabalgamientos de antepaís en el mundo es la presencia de un episodio magmático tardi-orogénico calcoalcalino representado por pequeños plutones, *stocks*, diques y *sills* de edades Pérmico Inferior (Valverde-Vaquero, 1992 ; Gutiérrez-Alonso, 2011a).

1.3.3 Revisión histórica del Oroclinal Ibero Armoricano

La geometría del oroclinal Ibero Armoricano ha sido objeto de infinidad de estudios (e.g. Matte y Ribeiro, 1975, 2007; Brun y Burg, 1982; Martínez-Catalán, 1990, 2011; Pérez-Estaún *et al.*, 1988; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004, 2008b; Shaw *et al.*, 2012) y principalmente en su núcleo, el oroclinal Cantábrico (e.g. Julivert, 1971; Julivert y Arboleya, 1984, 1986; Weil *et al.*, 2000). El propio Edward Suess (Fig. 1-1; 1885-1908) de una manera bastante inocente y muy simplificada ya sugería un plegamiento posterior a la orogenia Varisca que pudo producir la curvatura orogénica tanto en el oroclinal Ibero Armoricano como en el Arco de Gibraltar situado en la cordillera Bética (e.g. Mattei *et al.*, 2006; Crespo-Blanc, 2008; Pedrera *et al.*, 2011): “Estos grandes arcos [...] parecen de hecho haber sido plegados hacia el suroeste” (de la versión en inglés, 1909, p. 125-128).

Aparte de esta primera aproximación y sobre todo tras el desarrollo de la tectónica de placas, se han sugerido multitud de hipótesis para explicar la posible formación de la curvatura del oroclinal Ibero Armoricano incluyendo los tres términos cinemáticos de la clasificación de orógenos curvados propuesta por Weil y Sussman (2004): un arco orogénico primario, progresivo y secundario. Sin embargo, en la mayor parte de las interpretaciones y reconstrucciones cinemáticas del orógeno Varisco se ha obviado la existencia del oroclinal Ibero Armoricano, sin incluir su reconstrucción ni las posibles causas de su origen, dado que casi de forma común se ha hecho una interpretación cilíndrica del orógeno (e.g. Pérez-Estaún *et al.*, 1994; Martínez-Catalán *et al.*, 1997; Franke, 2006). A continuación se hará una

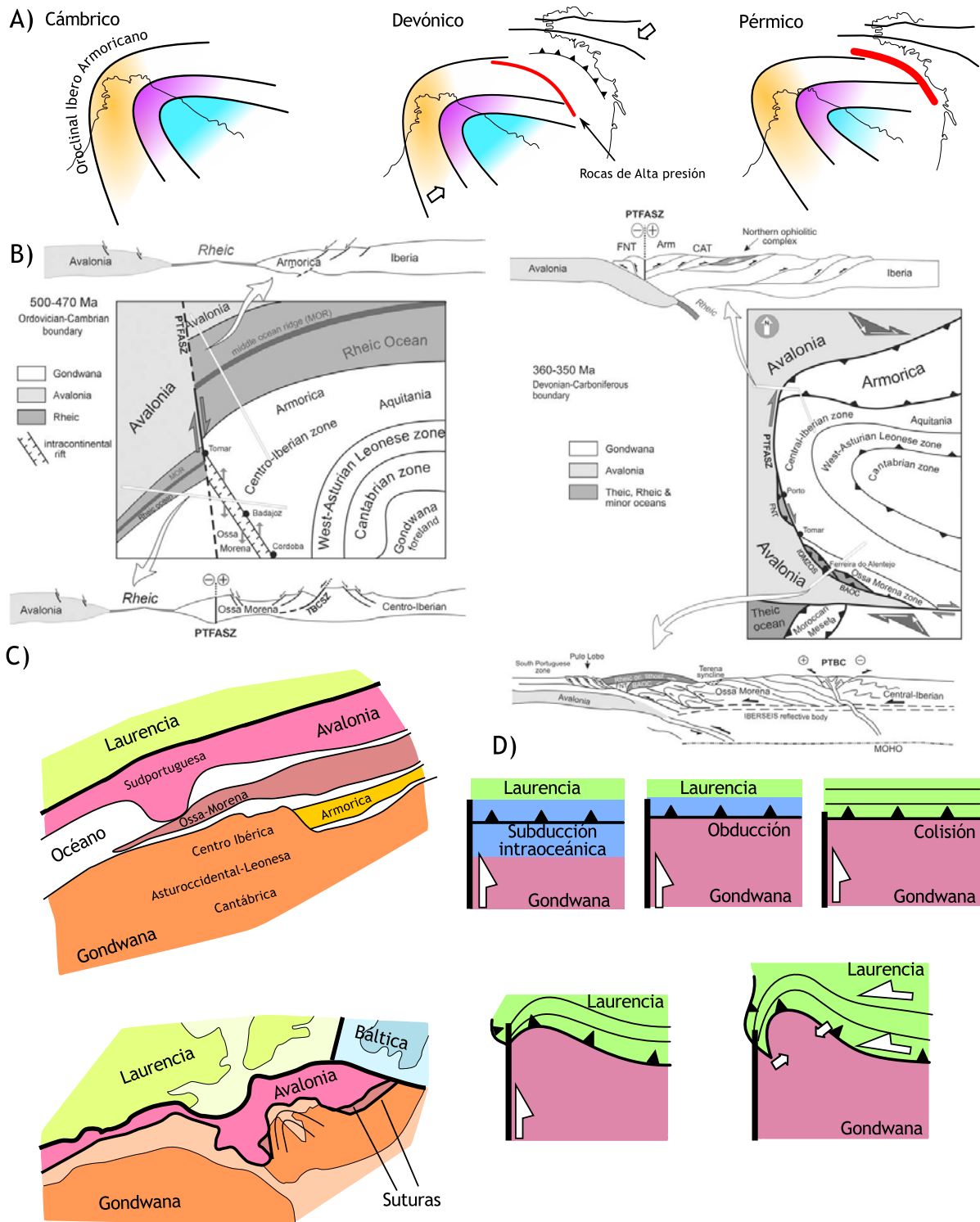


Fig. 1-13: A) Origen del oroclinal Ibero Armoricano según Lefort (1979). B) Formación del OIA por la indentación de un promontorio en Gondwana que se habría originado durante el Cámbrico (Ribeiro et al., 2007). C) Curvatura del oroclinal debido a la indentación del bloque de Laurentia sobre Gondwana (Simancas et al., 2009). D) Formación de un arco progresivo según Brun y Burg (1982). Ver texto para más información. Modificado de Lefort (1979), Brun y Burg (1982), Ribeiro et al. (2007) y Simancas et al. (2009).

Fig. 1-13: A) Origin of the Ibero-Armorican orocline according to Lefort (1979). B) Indentation of a point shaped block originated at Cambrian times and situated in Gondwana (Ribeiro et al., 2007). C) Indentation due to a block indenter situated in Avalonia (Simancas et al., 2009). D) A progressive model by Brun and Burg (1982). See text for further information. Modified from Brun and Burg (1982), Ribeiro et al. (2007) and Simancas et al. (2009).

breve descripción de las hipótesis de formación del oroclinal Ibero Armoricano que han tenido más relevancia a lo largo del tiempo:

A) Interpretaciones como arco orogénico primario

La única interpretación del oroclinal Ibero Armoricano como arco primario que se recoge en la literatura es la que propuso Lefort (1979), quien sugería que la forma arqueada del oroclinal Ibero Armoricano era la estructura más antigua preservada en el orógeno. Lefort interpretaba que las diferentes unidades tectonosedimentarias presentes en el Macizo Ibérico y citadas en el anterior capítulo, correspondían tan solo a distintas unidades sedimentadas en un gran golfo cuya colisión contra lo que ahora es la península de Bretaña habría reapretado ligeramente (Fig. 1-13A). Parte de su hipótesis estaba fundamentada en los datos geológicos, geofísicos y geocronológicos disponibles, que eran aún poco numerosos y de escasa precisión. Esta hipótesis ha quedado descartada tras la importante mejora en el conocimiento geológico regional de Iberia y la mejora y generalización del uso de técnicas geofísicas, geoquímicas y geocronológicas durante las últimas décadas del siglo XX.

B) Interpretaciones como arco orogénico progresivo

A lo largo del tiempo se han formulado diversas hipótesis que apuntaban a un origen progresivo para el oroclinal Ibero Armoricano. Entre estas hipótesis las más comunes han sido las que consideraban el oroclinal Ibero Armoricano producto de una indentación entre dos masas continentales que presentaban una geometría irregular de una manera similar a la colisión de la India contra Eurasia. Ha sido más común la interpretación de la indentación de un promontorio de Gondwana sobre Laurencia que coincidiría con la zona Cantábrica (Fig. 1-13B; Matte y Ribeiro, 1975; Dias y Ribeiro, 1995; Ribeiro *et al.*, 1995, 2007) aunque también se han formulado hipótesis que explicarían la formación de el oroclinal Ibero Armoricano por la indentación de Laurencia sobre Gondwana en algún punto del suroeste de Iberia (Fig. 1-13C; Simancas *et al.*, 2009). Una de las interpretaciones más apoyadas para un origen progresivo es la de Ribeiro *et al.* (2007). Los autores sostienen que la geometría curvada del oroclinal Ibero Armoricano comenzó a formarse en el Cámbrico debido a la acción de una gran cizalla que identifican como la cizalla de Porto-Tomar. La estructura curvada se desarrollaría a lo largo de todo el Paloeozoico y se terminaría de apretar durante la orogenia Varisca, en la que el oroclinal Ibero Armoricano se comportaría como un indentador.

Además de las hipótesis que consideran la indentación como mecanismo más probable se han propuesto otros modelos que implican la formación de un arco orogénico progresivo. Brun y Burg (1982) sostenían que la cizalla Badajoz-Córdoba (Fig 1-11A) existiría previamente a la colisión y que durante la colisión continental esta cizalla habría afectado al frente orogénico y se habría producido un efecto de esquina que doblaría este frente en una forma arqueada (Fig. 1-13D). Sin embargo, Martínez-Catalán (Fig. 1-13E; 1990) consideró que la explicación más probable para la formación del oroclinal Ibero Armoricano

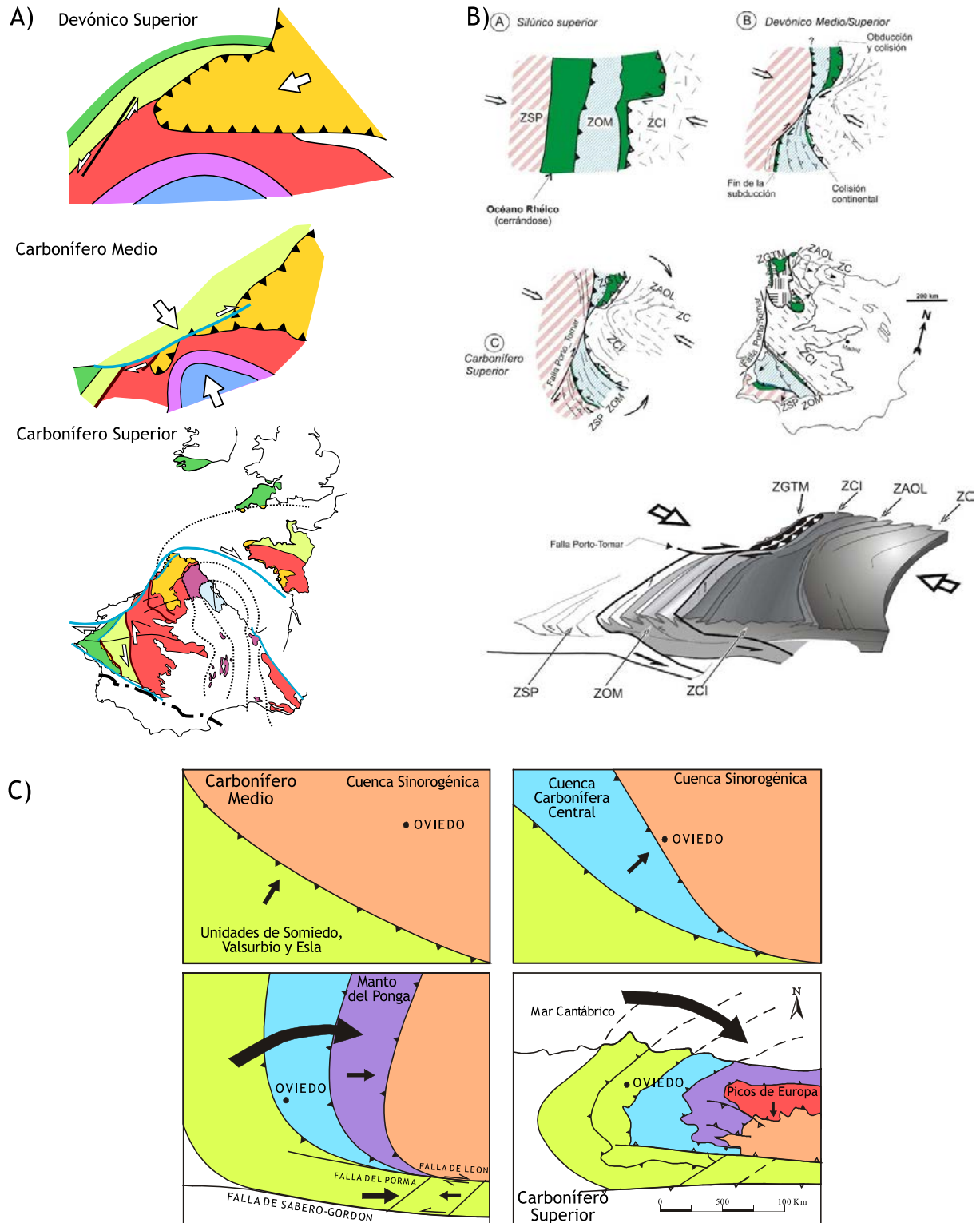


Fig. 1-14: A) Martínez-Catalán (1990) sostuvo que la curvatura del oroclinal era debida a una colisión no cilíndrica durante la orogenia varisca. B) Combinación del modelo no cilíndrico combinado con el modelo de Brun y Burg (1982) como posible causante de la geometría curvada del orógeno Varisco en el sur de Europa. C) Pérez-Estaún et al. (1988) proponía un modelo progresivo en el que la curvatura del oroclinal era debida a un proceso de tectónica epidérmica en el que los cabalgamientos cambiaban progresivamente de orientación de una manera similar a un iris fotográfico. Modificado de Pérez-Estaún et al. (1988), Martínez-Catalán (1990) y Simancas et al. (2002).

Fig. 1-14: A) A non-cylindrical collision could explain the curvature (Martínez-Catalán, 1990). B) The latter and Brun and Burg models combined (Simancas et al., 2002). C) A thin skinned model showing how a progressive change in the direction of the emplacement of thrusts could produce such curvature (Pérez-Estaún et al., 1988). Modified from Pérez-Estaún et al. (1988), Martínez-Catalán (1990) and Simancas et al. (2002).

era una colisión oblicua entre Gondwana y Laurentia, que habría formado la curvatura del oroclinal Ibero Armoricano al mismo tiempo que se producía el orógeno Varisco. Simancas *et al.* (Fig. 1-13F; 2002) también sugerían una colisión no cilíndrica como la anterior combinada con el modelo de Brun y Burg (1982).

Dentro de los modelos progresivos y aplicado exclusivamente al núcleo del oroclinal (la zona Cantábrica), también se han sugerido modelos que implicaban tectónica epidérmica como el sugerido por Pérez-Estaún *et al.*, (1988). Éste considera que la curvatura del oroclinal Cantábrico se formó debido al cambio progresivo en la dirección de transporte de los mantos de cabalgamiento de una manera similar a la geometría con la que se cierra un iris fotográfico (Fig 1-13G).

C) Interpretaciones como un oroclinal

La interpretación del oroclinal Ibero Armoricano como un arco orogénico secundario u oroclinal es la más reciente de todas aunque existen algunos precedentes en los que se insinuaba la posibilidad de que parte de la curvatura del oroclinal Ibero Armoricano fuese secundaria. Algunos de ellos están basados en criterios estructurales (Julivert y Marcos, 1973; Ries y Shackleton, 1976; Gutiérrez-Alonso, 1992 p. 273-275) y otros en pequeñas cantidades de datos paleomagnéticos (Ries *et al.*, 1980; Perroud y Bonhommet, 1981; Perroud, 1986; Eldredge *et al.*, 1985).

Sin embargo, la hipótesis de una formación secundaria del oroclinal Ibero Armoricano cobró mucha más fuerza debido a la posterior recolección de centenares de datos paleomagnéticos utilizados como una lineación estructural en su núcleo, el oroclinal Cantábrico (Parés *et al.*, 1994; van der Voo *et al.*, 1997; Weil *et al.*, 2000; 2001; 2010; Weil, 2006) y estructurales (Kollmeier *et al.*, 2000; esta tesis), que hacen de la región uno de los lugares del mundo con un conocimiento más preciso de las rotaciones de eje vertical acaecidas. Estos datos indican que la totalidad de la curvatura fue adquirida de forma posterior al episodio de deformación que produjo el orógeno y que ocurrió inmediatamente después de este, durante el Carbonífero Inferior (Pensilvaniense) y quizá tomando también en inicio del Pérmico Inferior (Weil *et al.*, 2000; 2010) puesto que la magnetización de las rocas Pérmicas muestra que el oroclinal ya se había formado en aquel momento (Weil *et al.*, 2010).

Otra evidencia a favor del origen secundario del oroclinal Ibero Armoricano es la reciente interpretación de la génesis de los Picos de Europa (unidad de Bodón-Ponga) por Merino-Tomé *et al.* (2009). Los autores concluyen que la orientación este-oeste de las estructuras y ausencia de estructuras radiales u otras estructuras de interferencia en las rocas de Picos de Europa (de edad Pensilvaniense) concuerdan con un episodio de acortamiento norte-sur que ocurrió de forma posterior al episodio que formó la cadena Varisca. Estos autores han sugerido la formación del oroclinal como el posible responsable de este acortamiento.

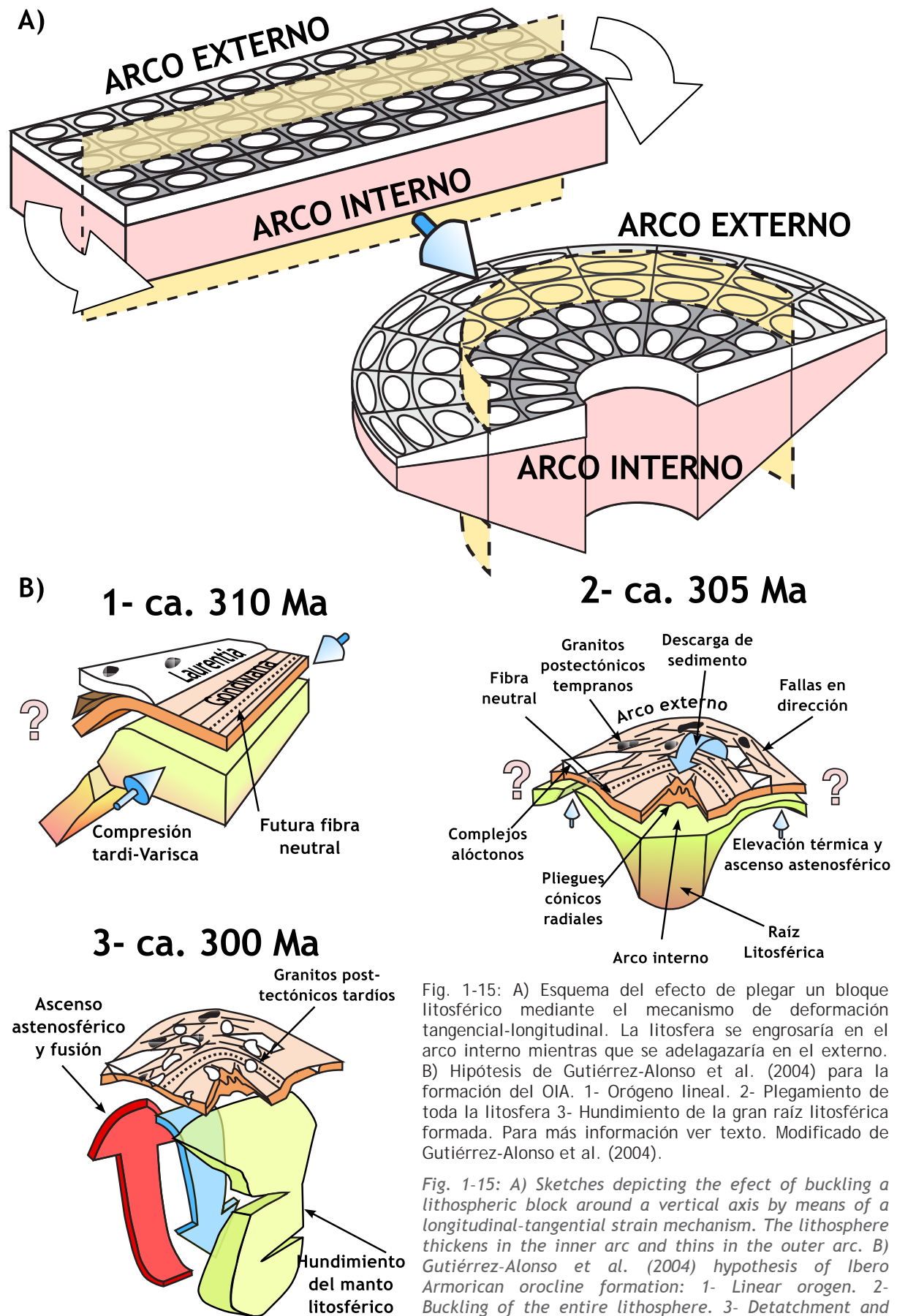


Fig. 1-15: A) Esquema del efecto de plegar un bloque litosférico mediante el mecanismo de deformación tangencial-longitudinal. La litosfera se engrosaría en el arco interno mientras que se adelgazaría en el externo. B) Hipótesis de Gutiérrez-Alonso et al. (2004) para la formación del OIA. 1- Orógeno lineal. 2- Plegamiento de toda la litosfera 3- Hundimiento de la gran raíz litosférica formada. Para más información ver texto. Modificado de Gutiérrez-Alonso et al. (2004).

Fig. 1-15: A) Sketches depicting the effect of buckling a lithospheric block around a vertical axis by means of a longitudinal-tangential strain mechanism. The lithosphere thickens in the inner arc and thins in the outer arc. B) Gutiérrez-Alonso et al. (2004) hypothesis of Ibero Armorican orocline formation: 1- Linear orogen. 2- Buckling of the entire lithosphere. 3- Detachment and sinking of the lithospheric mantle. See text for further information. Modified from Gutiérrez-Alonso et al. (2004)

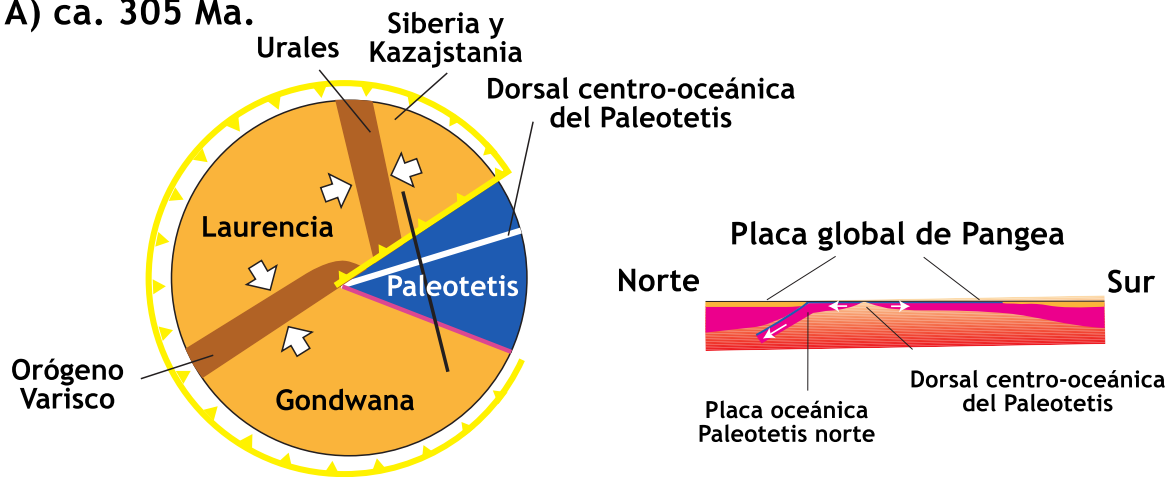
Uno de los aspectos más importantes a la hora de interpretar el origen y las implicaciones del oroclinal Ibero Armoricano como un oroclinal es la existencia de la actividad magmática post-orogénica citada anteriormente. Esta se extiende entre los 310 y 285 Ma, coetánea con el desarrollo de la curvatura observable hoy en día tal y como se ha deducido con criterios paleomagnéticos y estructurales, y posee la particularidad de que llega a afectar a las zonas más externas del orógeno, hecho difícil de explicar de acuerdo a los procesos comunes que forman los orógenos de colisión.

Con intención de conciliar este gran evento térmico sucedido en el Pensilvaniense superior y Aseliense (e.g. Fernández-Suárez *et al.*, 2000b), las estructuras observadas en el Macizo Ibérico y la cinemática secundaria del oroclinal Ibero Armoricano revelada por el paleomagnetismo (e.g. Weil *et al.*, 2001), Gutiérrez-Alonso *et al.* (2004) propusieron un modelo cinemático de tectónica de piel gruesa basado en el mecanismo de deformación tangencial-longitudinal pero aplicado a escala litosférica (Fig. 1-15A; Ries y Shackleton, 1976). Dicho modelo infiere un acortamiento inical este-oeste (en coordenadas actuales; e.g. Pérez-Estaún *et al.*, 1991) que sería el responsable del desarrollo de un edificio orogénico aproximadamente linear. Inmediatamente después de que este acortamiento sucediese, un cambio en el campo de esfuerzos produciría un acortamiento norte-sur (en coordenadas actuales; e.g. Julivert y Marcos, 1973; Rodríguez-Fernández, 1994; Weil *et al.* 2001; Merino-Tomé *et al.*, 2009) que provocaría el plegamiento de toda la litosfera alrededor de un eje vertical mediante el citado mecanismo de deformación tangencial-longitudinal. Así, el arco externo se situaría en el campo de la extensión, el arco interno se acortaría y una pequeña franja se comportaría como fibra neutral (*i.e.* ni se acorta ni se extiende; Fig 1-15B; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004).

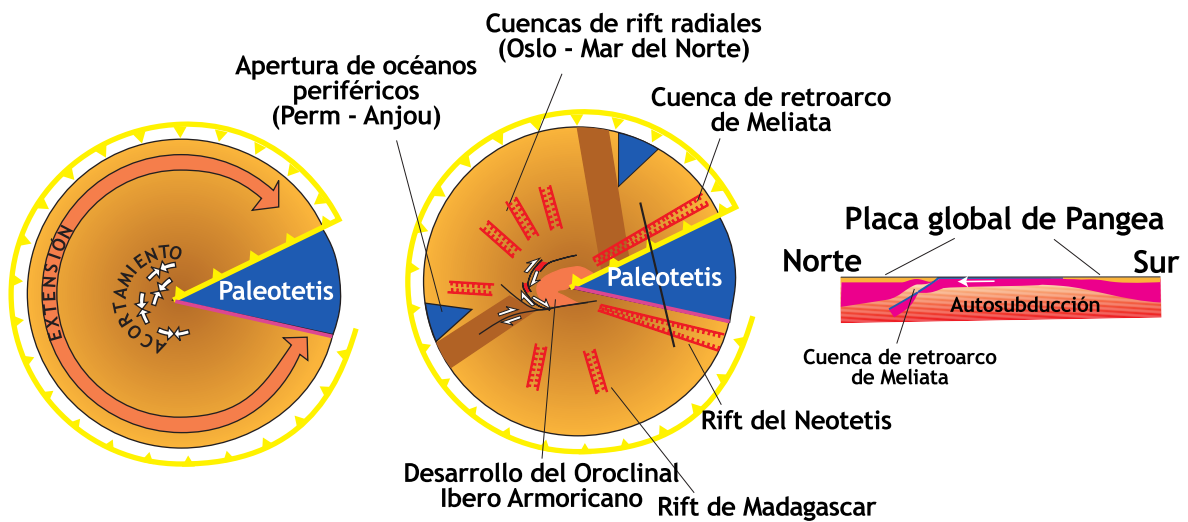
De este modo, el acortamiento en la corteza superior estaría acomodado por la rotación de los cabalgamientos y la formación de estructuras radiales (Fig 1-15B; Julivert y Marcos, 1973; Aller y Gallastegui, 1995; esta tesis), mientras que en el arco externo la extensión se acomodaría mediante grandes zonas de cizalla (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004, 2010). A escala litosférica, la extensión en el arco externo produciría el adelgazamiento de la litosfera que permitiría el ascenso de la astenosfera bajo él y consecuentemente la producción de rocas ígneas (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011a, 2011b) y el levantamiento topográfico térmico durante el periodo que transcurrió hace 310 y 300 millones de años.

Por otra parte, en el arco interno el acortamiento generaría una gran raíz litosférica. Esta raíz litosférica, sin embargo, no se observa en ningún perfil sísmico profundo (e.g. Pérez-Estaún *et al.*, 1994). Por ello y teniendo en cuenta que el evento térmico post-orogénico está presente también en el arco interno (Fernández-Suárez *et al.*, 2000b; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004) que se produjo entre hace 300 y 285 millones de años (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011a) y la particular geoquímica de los isótopos de Sm-Nd (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011b) se sugirió que esta raíz litosférica dejó de ser gravitacionalmente estable y se desprendió de la corteza en un momento situado hace alrededor de 300 millones de años. El desprendimiento de la raíz litosférica permitiría el ascenso de la astenosfera bajo el arco interno produciendo así el evento térmico descrito y el levantamiento topográfico que produciría una inversión del relieve (Fig 1-15B; Muñoz-

A) ca. 305 Ma.



B) ca. 299 Ma.



C) ca. 270 Ma.

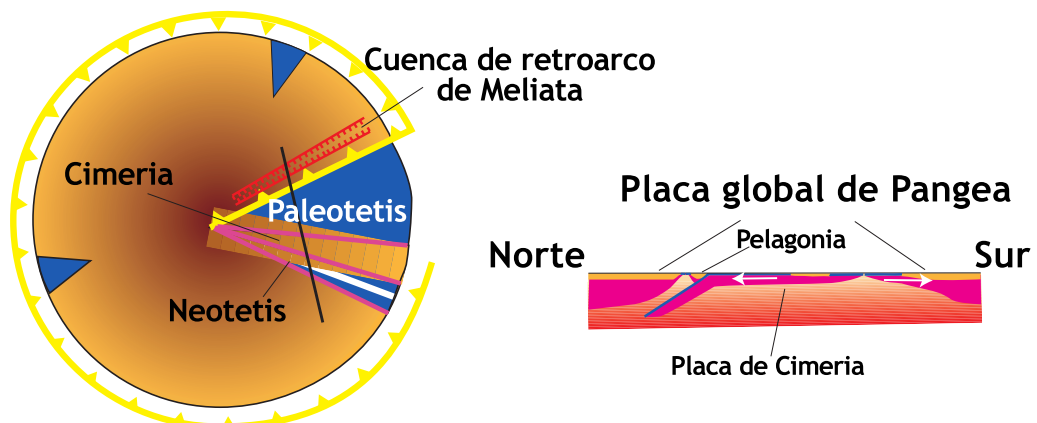


Fig. 1-16: Modelo de la autosubducción y sus efectos sobre Pangea A-C) Simplificación del mapa de Pangea durante el carbonífero superior y Pérmico y cortes geológicos litosféricos. Ver texto para más información. Modificado de Gutiérrez-Alonso et al. (2008b).

Fig. 1-16: Self-Subduction model and geological effects in Pangea A-C) Simplified maps of Pangea and lithospheric cross-sections for Upper Carboniferous and Permian. See text for further information. Modified from Gutiérrez-Alonso et al. (2008b)

Quijano y Gutiérrez-Alonso, 2007a; 2007b; esta tesis).

Este modelo dinámico basado en las observaciones cinemáticas y las consecuencias del plegamiento oroclinal requiere, no obstante, un mecanismo tectónico que pueda producirlo. Considerando la particular posición paleogeográfica del Macizo Ibérico durante el Pensilvaniense Superior, aproximadamente en el vértice que dibujaba el océano Paleotetis (e.g. Stampfli y Borel, 2002), Gutiérrez-Alonso *et al.* (2008b) propusieron la auto-subducción de Pangea (*i.e.* Subducción de Pangea bajo sí misma) como un mecanismo que podría explicar el cambio de campo de esfuerzos requerido para producir el plegamiento oroclinal en el vértice del Paleotetis (Fig 1-16B).

El modelo propone que, una vez que la dorsal oceánica del Paleotetis subdujera bajo el margen norte de este océano (Fig 1-16A), la litosfera oceánica del margen sur de Pangea estaría subduciendo bajo el margen norte de Gondwana. En otras palabras, Pangea subduciría debajo de sí misma (Fig 1-16B). Semejante configuración habría producido extensión alrededor de Pangea, mientras que produciría acortamiento en las proximidades del vértice de la zona de subducción del Paleotetis (Fig. 1-16B). Este mecanismo sería capaz de producir un plegamiento oroclinal a escala litosférica en la posición de Iberia durante el Carbonífero Superior y el Pérmico. Además, este modelo podría servir para explicar el cizallamiento dextro contemporáneo con la formación del oroclinal Ibero Armoricano (Gutiérrez-Alonso, 2010), el acortamiento norte-sur descrito en la zona Cantábrica (e.g. Julivert y Marcos, 1973), la extensión a gran escala en Pangea que produjo zonas de *rift* radiales y, finalmente, la formación del *rift* y el desmembramiento definitivo del continente acintado Cimmeria que implicó el nacimiento del Neotetis.

Por otra parte, Martínez-Catalán (2011), ha sugerido un mecanismo de formación común para el oroclinal Ibero Armoricano, el Arco Orogénico Centroibérico y el Arco Orogénico de Bohemia. Todos estos Arcos orogénicos se habrían formado como consecuencia de una megacizalla dextra que afectaría al sector central de Pangea durante el Carbonífero Superior (Fig. 1-17). Este modelo, sin embargo, asume una litosfera previamente adelgazada durante el final de la orogenia Varisca (Alcock *et al.*, 2009) como requisito para el plegamiento oroclinal.

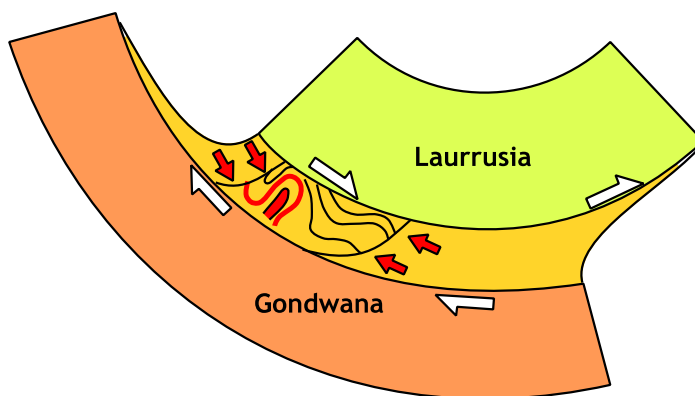


Fig. 1-17: Formación del oroclinal Ibero Armoricano y de los arcos orogénicos Centroeuropeo y de Bohemia según Martínez-Catalán (2011). Una gran cizalla dextra habría producido todos los arcos orogénicos. Modificado de Martínez-Catalán (2011).

Fig. 1-17: Ibero Armorican orocline, Central Iberian and Bohemian Arcs model of formation according to Martínez-Catalán. A great dextral shear would produce the three orogenic arcs. Modified from Martínez-Catalán (2011).

1.4 Objetivos y Metodología

Desde un punto de vista general la posibilidad de plegar toda la litosfera ya sea como producto de acortamiento intraplaca mediante rotaciones alrededor de un eje horizontal (Cloetingh *et al.*, 1999; 2002; Pysklywec *et al.*, 2010) o alrededor de un eje vertical produciendo oroclinales (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004) es un concepto bastante novedoso, atractivo y provocador que de alguna manera pone en entredicho una de las asunciones generales del paradigma de la tectónica de placas, la rigidez de las placas tectónicas. El amplio conocimiento alcanzado sobre la cinemática del oroclinal Ibero Armoricano y el reconocimiento de un gran flujo térmico post-orogénico y sincrónico con el desarrollo del plegamiento oroclinal hacen de este orógeno curvado un laboratorio natural perfecto para estudiar y comprender los procesos que conlleva el plegamiento a escala litosférica alrededor de un eje vertical, desde los ocurridos en la corteza superior hasta en el manto litosférico. Para ello se ha realizado una aproximación multidisciplinar al problema de la curvatura orogénica, apoyada en el uso de distintas técnicas capaces de resolver los distintos problemas a escala litosférica en lugar de una visión centrada en un área de conocimiento concreta. Este es, en definitiva, el objetivo general de este trabajo y que se ha perseguido, tratando de alcanzar e integrando los siguientes objetivos de índole más particular.

Aunque se conoce, gracias a los datos paleomagnéticos, que el proceso de plegamiento oroclinal de la cadena Varisca había sido relativamente rápido y que en el Pérmico Inferior el oroclinal Ibero Armoricano ya había adquirido su actual curvatura (Weil *et al.*, 2010), la dificultad para conocer la edad de las magnetizaciones o de realizar estos análisis en rocas formadas durante el desarrollo del oroclinal hacía imposible saber si el proceso había ocurrido en 20 o en 5 millones de años. Este problema da lugar al primero de los objetivos particulares planteados en esta tesis: concretar un marco temporal para el plegamiento del oroclinal Ibero Armoricano. Conocer la velocidad de un proceso tectónico de esta envergadura hace más sencillo interpretar las estructuras formadas a todas las escalas y en todos los niveles litosféricos. Además, la datación de la formación del oroclinal Ibero Armoricano permite saber si el plegamiento oroclinal y otros procesos interpretados como ocurridos simultáneamente son realmente correlacionables en el tiempo. Para cumplir con este objetivo se han realizado estudios estructurales de detalle en los que se ha reconocido una secuencia de estructuras frágiles, principalmente diaclasas, cuya edad está constreñida por su desarrollo en secuencias limitadas por discordancias angulares. Este hecho permite aquilatar en el tiempo la cantidad de rotación que había sufrido en momentos determinados del desarrollo del oroclinal Ibero Armoricano.

Dado que las rocas accesibles para realizar estudios estructurales solo son aquellas que se encuentran en la corteza superior, otro de los objetivos particulares ha sido caracterizar la geometría de las estructuras resultantes debidas a la rotación alrededor de un eje vertical. Estas estructuras se superponen a las estructuras previas formadas durante la orogenia Varisca que son las que construyen el edificio orogénico principal. Para ello se ha escogido una región de la zona Cantábrica en la que se observa una interferencia de estructuras que responde a los dos procesos mencionados y en la que se ha realizado un análisis detallado de su geometría.

Otro de los objetivos particulares planteados para este trabajo es el estudio de la geometría que produjo el plegamiento litosférico alrededor de un eje vertical tanto en la corteza como en el manto litosférico. Dada la imposibilidad de la observación del manto litosférico, todo lo que conocemos de forma directa de él procede de datos geofísicos. No obstante, el estudio de los procesos tectónicos a escala litosférica ocurridos tan atrás en el tiempo como es el Paleozoico se encuentra con un obstáculo añadido, todas las modificaciones que la litosfera mantélica ha podido sufrir durante este tiempo. Esto implica que cualquier dato geofísico estará sesgado, ya que solo nos informa de la litosfera mantélica que actualmente se encuentra bajo nosotros. Por ello, se ha abordado este objetivo mediante la realización de una modelización análoga a escala del plegamiento oroclinal de un fragmento de litosfera rectilíneo para simular la geometría resultante y la posibilidad de la generación de una raíz litosférica. De forma subsiguiente, y con el objetivo de comprobar si la geometría litosférica obtenida puede resultar en un proceso de desprendimiento litosférico, ya sea delaminación o goteo (*dripping*), se procedió a realizar otra modelización analógica en la que se incluyó el efecto de la gravedad terrestre.

El último de los objetivos particulares seleccionados para esta tesis es verificar si los modelos dinámicos teóricos existentes sugeridos para la formación del oroclinal Ibero Armoricano y el posterior desprendimiento del manto litosférico produjeron una respuesta topográfica verificable. Este objetivo se ha perseguido mediante el uso de técnicas que permitan identificar cambios de proveniencia de los sedimentos, antes, durante y después de la generación del oroclinal como es el uso de geocronología U/Pb en circones detríticos. Para ello se han tomado muestras en distintas formaciones de la sucesión del Paleozoico Superior de la zona Cantábrica. Con los resultados obtenidos mediante el uso de esta técnica, el objetivo inicial se ha podido ampliar a otro objetivo añadido que, si bien no está directamente relacionado con la temática de esta tesis, sí aporta una gran cantidad de información al conocimiento regional del orógeno Varisco ibérico. Este nuevo objetivo sería la caracterización del área fuente de los sedimentos de la zona Cantábrica en el Paleozoico Inferior y la datación de los momentos en los que distintas unidades involucradas en la construcción del edificio orogénico Varisco son exhumadas, erosionadas e incorporadas al registro sedimentario.

De una manera más general, los objetivos descritos anteriormente son el intento de completar las lagunas en el conocimiento existente del desarrollo del oroclinal Ibero Armoricano, y comprobar si las ideas recientes sobre su origen y evolución son posibles, relacionables y verosímiles y en el caso correspondiente corregir y modificar los modelos y mecanismos propuestos o sugerir nuevas interpretaciones.

Por otro lado, además de los objetivos puramente geológicos, para este trabajo se ha establecido un objetivo de índole metodológica. Este se basa en que la literatura científica es habitualmente complicada de entender incluso para lectores muy especializados pese a los esfuerzos que hacen los autores para facilitar la comprensión de sus trabajos. Por esta razón, se ha planteado para esta tesis doctoral el uso de nuevas tecnologías para crear animaciones, figuras dinámicas, vídeos, reconstrucciones en 3D, páginas y aplicaciones *web* fundamentadas en la información generada en esta tesis y la existente procedente de

trabajos previos. Además, los recursos generados se han hecho disponibles a través de internet con especial énfasis en el uso de las redes sociales más importantes para alcanzar la mayor difusión posible. Así se han pretendido hacer más accesibles, visuales y dinámicos los procesos involucrados en la formación del oroclinal Ibero Armoricano, tanto para el colectivo académico como para una mejor divulgación en la sociedad.

Para la realización de esta tesis se han utilizado distintos métodos de recogida de información. Se recogieron numerosos datos de carácter estructural como orientaciones de planos de estratificación y superficies de fractura con las que se precedió al estudio cinemático y geométrico de las regiones seleccionadas. Para la modelización análoga se utilizaron las instalaciones disponibles en el Instituto de Ciencias de la Tierra de la Universidad Goethe de Frankfurt (Alemania), a saber, una prensa biaxial termomecánica capaz de crear un gradiente térmico de abajo a arriba y una centrifugadora térmica capaz de simular aceleraciones gravitatorias por encima de 300 G. Los materiales utilizados en la modelización fueron fundamentalmente plastilinas, aunque también se usaron otros materiales granulares y siliconas. El análisis de poblaciones de edad de circones detríticos se llevó a cabo en 13 muestras de alrededor de 10 kilos cada una. Se tomó también una muestra de mano representativa de cada una de estas muestras de las que se realizó un estudio petrográfico para comprobar su idoneidad y una muestra para estudiar la cristalinidad de la illita. Dada la gran cantidad de análisis que requiere el estudio de circones detríticos para ser estadísticamente representativos, el método de análisis seleccionado fue la ablación láser y se llevó a cabo en el laboratorio de geocronología del Museo Senckenberg en Dresde (Alemania). Los métodos específicos aplicados para cada uno de los objetivos propuestos serán explicados en detalle en cada uno de los capítulos en los que sean abordados.

CAPÍTULO 2:

ANÁLISIS DE DIACLASAS



Los datos de este capítulo han sido publicados en *Tectonophysics*, volumen 507, ejemplar 1, p. 31-46 con título: *Orocline timing through joint analysis: Insights from the Ibero-Armorican Arc* (Pastor-Galán et al., 2011).

2 Análisis de Diaclasas

Las fracturas de tensión o diaclasas se encuentran entre las estructuras más abundantes de la corteza terrestre. A menudo se ha restado importancia o incluso se han obviado estas estructuras a la hora de hacer reconstrucciones tectónicas. Sin embargo, su sensibilidad a la variación de los campos de esfuerzos en el espacio y en el tiempo es de gran utilidad para poder reconstruir procesos tectónicos en situaciones en las que no haya otros criterios (e.g. Engelder y Geiser, 1980; Turner y Hancock, 1990; Gross y Engelder, 1993).

La presencia de sistemas de diaclasas en sucesiones sedimentarias separadas por discordancias angulares es uno de estos casos favorables en los que existe cierto control en la edad en que se forman las fracturas de tensión. En estos casos, se pueden realizar inferencias sobre la evolución del campo de esfuerzos en el tiempo. En el núcleo del oroclinal Ibero Armoricano, el oroclinal Cantábrico, se dan las condiciones para poder realizar un estudio de este tipo, que se expone a continuación y que está basado en el trabajo *Orocline timing through joint analysis: Insights from the Ibero-Armorican Arc* (Pastor-Galán *et al.*, 2011). Del mismo modo, la variación del campo de esfuerzos regional existente en el NW de Iberia antes, durante y después del desarrollo del oroclinal Ibero Armoricano nos puede ayudar a entender cuáles son las causas que lo originaron y, por otra parte, nos permite entender mejor los procesos que tuvieron lugar durante su desarrollo.

2.1 Introducción

Las fracturas son discontinuidades planares o curvoplanares que se forman en la roca como resultado de un proceso de deformación frágil de la corteza terrestre. Anderson (1951) definió tres tipos de fracturas de acuerdo con el tipo de movimiento relativo que tiene lugar entre las rocas situadas a un lado u otro de la fractura (Fig. 2-1):

- 1) Fracturas de Tensión (Modo I): en las que el movimiento es perpendicular a la superficie de la fractura.
- 2) Fracturas de Cizalla (Modo II): en las que el movimiento es paralelo a la superficie de fractura y perpendicular al borde de propagación de la misma.
- 3) Fracturas de Cizalla (Modo III): en las que el movimiento es paralelo a la superficie de fractura y también es paralelo al borde según se propaga la misma.

Las fracturas del Modo I se denominan diaclasas, mientras que las de los Modos II y III son denominadas fallas. Las diaclasas son de las primeras estructuras que se forman

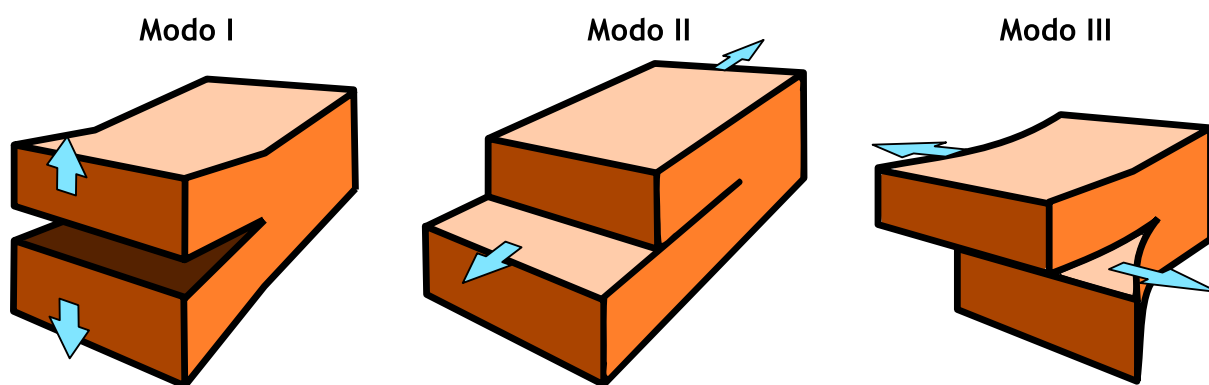


Fig. 2-1: Modos de fracturación según Anderson (1951).

Fig. 2-1: Modes of crack displacement according to Anderson (1951).

cuando las rocas son sometidas a esfuerzos. Así, se puede afirmar que cuando las diaclasas se presentan en familias con orientaciones sistemáticas suministran un registro muy sensible del campo de esfuerzos presente durante el episodio de deformación (Whitaker y Engelder, 2005) lo que las convierte además en una importante herramienta para estudiar la cinemática de los orógenos. Además, la comprensión de los campos de esfuerzo tiene un especial valor a la hora de entender los diferentes mecanismos que pueden producir los oroclinales.

Se ha interpretado que las familias de diaclasas que se reconocen a lo largo de grandes áreas están asociadas a campos de esfuerzos regionales, mientras que los sistemas de diaclasas que solo se reconocen en áreas pequeñas o alrededor de otras estructuras, plutones o diapiros son debidas a campos de esfuerzo locales (e.g. Engelder y Geiser, 1980). En estudios anteriores a esta tesis ya se ha demostrado que las familias de diaclasas bien desarrolladas son representantes significativos de los cambios de orientación del campo de esfuerzos a escala litosférica (Whitaker y Engelder, 2006) como se interpreta que ocurrió en el oroclinal Ibero Armoricano (e.g. Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2008a). Algunos ejemplos de estos estudios se han realizado en el saliente de Ouachita, situado en la costa este de Estados Unidos (Whitaker y Engelder, 2006), en la meseta de los Apalaches (Engelder y Geiser, 1980), en el saliente de Idaho-Wyoming (Yonkee y Weil, 2010b), en el Varisco estudiado en Gales (Dunne y North, 1990) y en los Pirineos (Turner y Hancock, 1990).

Cuando las diaclasas sistemáticas se estudian en combinación con otras estructuras como pliegues y fallas pueden ser un elemento muy útil para descifrar la relación entre esfuerzos y deformación de una región (e.g. Engelder y Geiser, 1980; Engelder y Gross, 1993). De una manera general las diaclasas se forman en el plano σ_1 - σ_2 . Esta superficie es, en un contexto compresivo y en una roca previamente no deformada, aproximadamente perpendicular al eje de los pliegues que acomodan el acortamiento (Engelder y Geiser, 1980; Whitaker y Engelder, 2006).

Por otra parte, la existencia de más de una familia de diaclasas dentro de un sistema puede proporcionarnos bastante información sobre los episodios tectónicos que el citado sistema ha sufrido. Además, puesto que una diaclasa no puede propagarse a través de una superficie libre (e.g. una grieta o una diaclasa previa) se puede establecer una cronología relativa entre la formación de estas fracturas. De este modo, si las diaclasas de una familia

determinada terminan (*abutt*) de forma sistemática contra otra familia de diaclasas se puede afirmar que esta última es la que se formó primero. Obviamente, este es un caso ideal, porque en muchos casos las diaclasas presentan patrones más difíciles de interpretar. Por ejemplo, si las diaclasas han sido cementadas no actuarán como superficies libres y otras diaclasas podrán atravesarlas. Por otra parte, si una diaclasa no ocupa todo el volumen de roca en el que se desarrolla otra posterior, puede propagarse por este volumen o incluso se puede dar el caso de que dos diaclasas oblicuas se nucleen en el mismo punto. En estos dos casos la apariencia será que ambas diaclasas se interrumpen entre sí.

Sin embargo, en algunas regiones las rocas pueden haber registrado una larga historia de deformación con distintos episodios tectónicos y campos de esfuerzos muy variados. En estos casos las rocas presentarán un patrón de diaclasas con muchas familias acumuladas que registraron cada uno de esos episodios (Engelder y Geiser, 1980; Dunne y North, 1990). En resumen, según se incrementa la complejidad tectónica, se hace más difícil comprender los patrones de diaclasas sistemáticos e interpretar si estos patrones están controlados por campos de esfuerzos locales o regionales (Fischer y Jackson, 1999).

Una manera de resolver un patrón de diaclasas complicado, con un número muy elevado de familias de fracturas, es estudiar estos patrones en aquellas secuencias que presenten discordancias angulares. Las discordancias angulares acotan la cronología de los distintos episodios tectónicos y, en consecuencia, la de la formación de las familias de diaclasas. Las discordancias nos permiten separar las familias de diaclasas entre las formadas antes y después de la discordancia. Desde esta manera, si una familia de diaclasas solo aparece en la secuencia de rocas situada bajo la discordancia, es decir, en las rocas más antiguas, y no está presente en ninguna de las rocas por encima de la discordancia angular, se puede asumir que la citada familia de diaclasas se formó antes de la sedimentación de las rocas que se sitúan sobre la discordancia. Si posteriormente otro evento tectónico afectara a toda la secuencia de rocas, se desarrollaría una nueva familia de diaclasas, tanto en las rocas situadas sobre la discordancia como las situadas bajo ella. Así se puede establecer una cronología relativa de los distintos episodios tectónicos de desarrollo de diaclasas que, a su vez, pueden ser correlacionados con eventos tectónicos o cambios del régimen regional de esfuerzos.

Para estudiar y constreñir los diferentes cambios en el campo de esfuerzos que pudieron causar el plegamiento del oroclinal Ibero Armoricano, se ha analizado la distribución temporal y espacial de las diaclasas en las diferentes rocas que afloran en el núcleo del oroclinal Ibero Armoricano, el oroclinal Cantábrico. Las rocas del oroclinal Cantábrico han sufrido varios episodios tectónicos como la orogenia Varisca (*e.g.* Martínez-Catalán *et al.*, 2009), el plegamiento oroclinal (*e.g.* Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2008a), la apertura del golfo de Vizcaya (*e.g.*, García-Mondéjar *et al.*, 1999; Rosales *et al.*, 2004) y el ciclo Alpino (*e.g.* Alonso *et al.*, 1996). Sin embargo, el oroclinal Cantábrico presenta una sucesión estratigráfica casi completa del Paleozoico que incluyen varias discordancias que nos permiten agrupar las rocas que han sido deformadas durante cada uno de estos episodios.

En este capítulo se presenta un catálogo de las diferentes familias de diaclasas presentes en el oroclinal Cantábrico, las cuales se han usado para caracterizar la historia

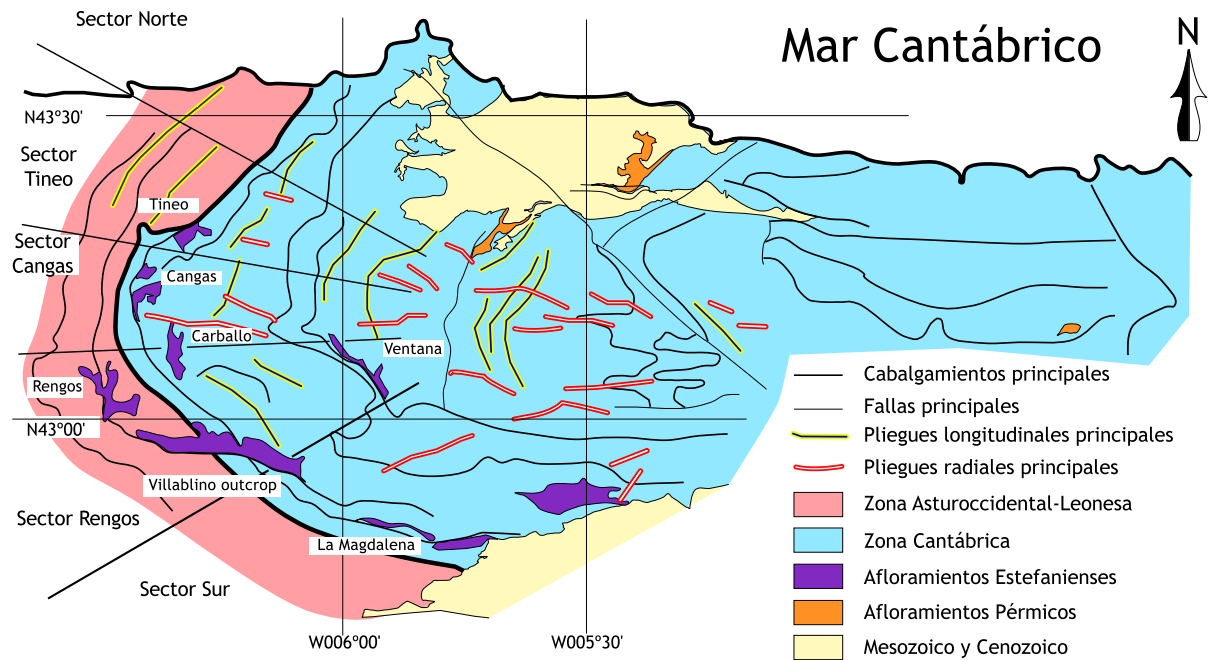


Fig. 2-2 Mapa del oroclinal Cantábrico simplificado con las zonas Cantábrica y Asturoccidental-Leonesa y los afloramientos discordantes Estefanienses y Pérmicos.

Fig. 2-2: Simplified map of the Cantabrian orocline, showing the Cantabrian and West Asturian-Leonese Zones and the unconformably Stephanian and Permian outcrops.

tectónica y la cronología de los cambios en el campo de esfuerzo responsable del plegamiento oroclinal. Para realizar el catálogo se hizo un censo de las diaclasas sistemáticas presentes en las rocas formadas antes, durante y después del desarrollo del oroclinal cuyos resultados apoyan la cinemática y la interpretación temporal basada en datos paleomagnéticos (Weil *et al.*, 2000; Weil, 2006) además de corroborar que el oroclinal Ibero Armoricano es un arco secundario formado por un cambio en el régimen de esfuerzos durante el Estefaniense (Pensilvaniense Superior) (Weil *et al.*, 2001; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2008a)

2.2 Métodos

Para el estudio y documentación de las diaclasas sistemáticas en el oroclinal Cantábrico se establecieron tres grupos de afloramientos de rocas basados en las discordancias angulares existentes en la serie Paleozoica: los afloramientos pre-Estefanienses, los Estefanienses y los Pérmicos. Dado que los datos paleomagnéticos (*e.g.* Weil *et al.*, 2001) apuntan a que el oroclinal Ibero Armoricano debió formarse durante el Pensilvaniense, se ha prestado especial atención a los afloramientos de edad Estefaniense (Pensilvaniense Medio y Superior) y no se han tomado datos en las rocas Mesozoicas, periodo en el que, sin duda, el oroclinal Ibero Armoricano estaba totalmente cerrado (Weil *et al.*, 2010).

A este respecto, se analizaron entre 10 y 38 estaciones en cada afloramiento de rocas Estefanienses, lo que hace un total de 172 estaciones en estas rocas. También se tomaron datos en 64 estaciones de rocas pre-Estefanienses y 6 estaciones en afloramientos de rocas Pérmicas (Fig. 2-2). En cada una de las estaciones se orientaron un mínimo de treinta

diaclasas, el número que se considera suficiente para que todas las familias de diaclasas sistemáticas estén representadas (Engelder y Geiser, 1980). En todas las estaciones estudiadas se distinguieron al menos dos familias de diaclasas, aunque ha sido común diferenciar entre 3 y 5 (ver siguiente epígrafe). Durante la recogida de datos se observaron y documentaron cuidadosamente las posibles relaciones temporales entre las distintas familias de diaclasas descritas para intentar obtener una cronología relativa entre ellas, así como la posible existencia de rejuegos como fracturas de cizalla de las mismas.

Todos los planos de diaclasa observados en los afloramientos Pérmicos y la mayoría de los planos de diaclasas observados en los Estefanienses presentan decoración plumosa, que es característica cuando estas fracturas se desarrollan en rocas siliciclásticas (Fig. 2-3A). En estas diaclasas sistemáticas no se han distinguido por lo general estrías u otros indicadores de desplazamiento, lo que corrobora que fueron formados como fracturas de tensión (Modo I; Fig. 2-1). No obstante, en las rocas pre-Estefanienses

algunas superficies de diaclasas presentan minerales fibrosos con orientaciones subhorizontales que evidencian una reactivación por cizalla (Fig. 2-3B). Casi ninguna de las lineaciones de minerales fibrosos observadas mostraba criterios unívocos para establecer la cinemática de la cizalla. Sin embargo, y pese a no ser estadísticamente significativo, el movimiento dextro era dominante en el flanco sur y el siniestro en el norte en los casos donde los criterios cinemáticos estaban bien preservados.

Las familias de diaclasas se han catalogado de acuerdo a criterios de orientación y de relaciones de interrupción entre unas y otras. Además, la cronología de los distintos eventos tectónicos que representa cada familia de diaclasas se interpretó gracias al control temporal que brindan las discordancias entre la serie pre-Estefaniense y las rocas Estefanienses, así como la discordancia de todas ellas con los afloramientos Pérmicos. De esta manera se substrajeron las familias de diaclasas presentes en las rocas que se sitúan sobre las discordancias (*i.e.* más jóvenes) de las que aparecen bajo las discordancias (*i.e.* más antiguas). Así, el resto de las familias presentes en las rocas antiguas se atribuyeron a eventos anteriores a la formación de la discordancia angular.



Fig. 2-3: A) Ejemplo de estructura plumosa en el afloramiento de Carballo. B) Minerales fibrosos en el sector de Cangas del Narcea, producidos por la reactivación de las diaclasas como fallas en dirección.

Fig. 2-3: A) Example of a plumose joint in Carballo outcrop. B) Picture of fibrous minerals produced by reactivation of joints as strike-slip faults in the Cangas del Narcea sector.

Todas las familias de diaclasas identificadas exhiben buzamientos subverticales, lo que ha permitido proyectarlas y compararlas mediante diagramas en rosa. Tan solo algunos afloramientos en la rama sur del oroclinal Cantábrico presentan algunas familias con buzamientos menores, entre 65° y 75° . Esta diferencia se ha interpretado como debida a los efectos de la deformación Mesozoica, mucho más importante en esta área (Alonso *et al.*, 1996). Las familias citadas fueron restauradas a posiciones verticales y las orientaciones obtenidas resultaron ser estadísticamente idénticas a su orientación *in situ*.

2.3 Distribución de las diaclasas en el oroclinal Cantábrico

Distribución de diaclasas en los afloramientos Pérmicos

Los afloramientos Pérmicos de la Zona Cantábrica estudiados para el análisis de diaclasas fueron tres: El de Villaviciosa, el de Riaño y el de Sotres, los tres situados en el noreste de Asturias (Fig. 2-2). En estos afloramientos se han distinguido tres familias de diaclasas que muestran orientaciones constantes (Figs. 2-4 y 2-5; Tabla 2-1). La familia más sobresaliente tiene una orientación aproximadamente norte-sur con una dirección de diaclasa media de *ca.* 170° . La segunda familia en importancia es la familia de dirección este-oeste (dirección media de *ca.* 90°). Por último una tercera familia, con menor presencia, cuya orientación media es de *ca.* 130° (Fig. 2-4). Estas tres familias de diaclasas se han identificado a lo largo de todo el oroclinal Cantábrico en rocas pre-Pérmicas con variaciones respecto a la orientación regional del orógeno (Fig. 2-4; Tabla 2-1).

No se pudo reconocer en los afloramientos Pérmicos interrupciones sistemáticas de una familia contra otra, por lo que no se pudo establecer una temporalidad para estas familias de diaclasas. Sin embargo, cuando se han descrito estas familias en los afloramientos pre-Pérmicos, estas diaclasas Pérmicas sí se interrumpen contra las diaclasas previas, confirmando así la secuencia temporal de desarrollo (Fig. 2-6A). Por supuesto, en las estaciones en las que las diaclasas previas habían sido cementadas, las diaclasas descritas en los afloramientos Pérmicos sí cortan a todas las demás e impidieron el desarrollo de una secuencia temporal usando este método.

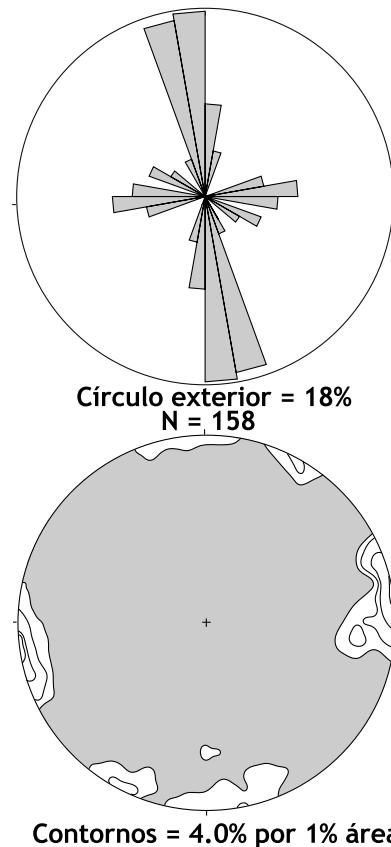


Fig. 2-5: A) Diagrama en rosa y diagrama de contornos de densidad de polos para las diaclasas post-Pérmicas. Se puede observar la familia norte-sur, este-oeste y $\sim 120^\circ$.

Fig. 2-5: Post-Permian joint set rose and density pole contour diagrams. A north-south, east-west and $\sim 120^\circ$ sets are shown.

| Familias post-Pérmicas | Familia 1 (N-S) | | | Familia 2 (E-O) | | Familia 3 (-130) | |
|--|-----------------|-----------------|---------------------|-----------------|---------------------|------------------|---------------------|
| | Est. | Dirección media | Desviación estándar | Dirección media | Desviación estándar | Dirección media | Desviación estándar |
| Afloramientos Pérmicos | 6 | 174°±2 | 10° | 86°±3 | 11° | 123°±3 | 6° |
| Afloramientos Estefanienses | | | | | | | |
| La Magdalena | 13 | 10°±2* | 13° | 111°±3* | 14° | 149°±1 | 7° |
| Villablino | 22 | 176°±2 | 10° | 92°±2 | 13 | 141°±2* | 10° |
| Rengos | 23 | 183°±2 | 10° | 90°±1 | 8° | 128°±2 | 8° |
| Ventana | 18 | 188°±2 | 10° | 92°±2 | 8° | 126°±2 | 7° |
| Carballo | 38 | 175°±1 | 5° | 83±1 | 9° | 131±2 | 12° |
| Cangas | 26 | 5°±2* | 9° | 83±2 | 13° | 133±2 | 11° |
| Tineo | 23 | 14°±2* | 10° | 95°±2 | 11° | 149°±1 | 8° |
| Afloramientos pre-Estefanienses | | | | | | | |
| Sector Sur | 13 | 176°±3** | 13° | 90°±2** | 15° | 134°±2* | 12° |
| Sector Rengos | 15 | 183°±2 | 10° | 87°±2 | 6° | 115°±2** | 9° |
| Sector Cangas-Carballo | 12 | 170°±5* | 19° | 80°±3* | 20° | 120°±3 | 8° |
| Sector Tineo | 12 | 181°±1 | 7° | 108°±2* | 9° | 139°±1 | 5° |
| Sector Norte | 12 | 177°±4 | 8° | 88°±3** | 9° | 125°±3 | 7° |

Tabla 2-1 Familias de diaclasas post-Pérmicas en cada afloramiento estudiado. La dirección media está calculada con un intervalo de confianza del 95%. Las familias marcadas con un * no se pudieron distinguir de las encontradas en los afloramientos Estefanienses y las marcadas con ** de los pre-Estefanienses y por lo tanto fueron analizadas en conjunto (ver texto para más detalles).

Table 2-1: Post-Permian joint sets in the studied outcrops. Mean strike showing a confidence interval with a confidence level of 95%. Joint sets labeled with * were indistinguishable from the Stephanian joint sets and those joint sets labeled with ** were indistinguishable from the pre-Stephanian ones, thus they were analyzed together (full explanation in text).

Distribución de las diaclasas en los afloramientos Estefanienses

El análisis de diaclasas en las rocas Estefanienses se realizó en una serie de afloramientos de edades Estefaniense B-C (Pensilvaniense Superior) que se sitúan sobre la zona exterior del oroclinal Cantábrico describiendo su curvatura (Figs. 2-2 y 2-4). El patrón de diaclasas observado en estas rocas es algo más complejo. De una manera general, y además de los patrones uniformes encontrados en las rocas Pérmicas, todos los afloramientos Estefanienses contienen dos familias de diaclasas: una que es subparalela a la orientación local de los principales cabalgamientos y ejes de los pliegues descritos en la serie pre-Estefaniense (este tipo de familias fueron nombradas por Engelder y Geiser (1980) como *strike set* o *strike-parallel set*) y otra que es subperpendicular a las estructuras citadas. Estas familias de diaclasas sistemáticas exhiben una variación de menos de ±10° entre estaciones individuales dentro del mismo afloramiento (Tabla 2-2). No se han observado

| Familias Estefanienses | Familia subparalela | | | Familia subperpendicular | |
|--|---------------------|-----------------|---------------------|--------------------------|---------------------|
| | Est. | Dirección media | Desviación estándar | Dirección media | Desviación estándar |
| Afloramientos Estefanienses | | | | | |
| La Magdalena | 13 | 13 | 111°±3 | 10°±2 | 13° |
| Villablino | 22 | 22 | 141°±2 | 50°±2 | 12° |
| Rengos | 23 | 23 | 154°±2 | 60°±1 | 7° |
| Ventana | 18 | 18 | 154°±2 | 59°±2 | 12° |
| Carballo | 38 | 38 | 14°±3 | 105°±1 | 6° |
| Cangas | 26 | 26 | 5°±2 | 105°±1 | 11° |
| Tineo | 23 | 23 | 14°±2 | 124°±1 | 7° |
| Afloramientos pre-Estefanienses | | | | | |
| Sector Sur | 13 | 134°±2 | 12° | 12° | 134°±2 |
| Sector Rengos | 15 | 154°±2 | 8° | 11° | 154°±2 |
| Sector Cangas-Carballo | 12 | 170°±5* | 19° | 20° | 170°±5* |
| Sector Tineo | 12 | 29°±2 | 7° | 9° | 29°±2 |
| Sector Norte | 12 | 49°±3 | 8° | 6° | 49°±3 |

Tabla 2-2 Familias de diaclasas Estefanienses (ver texto y pie de Tabla 2-1 para más detalles).

Table 2-2 Stephanian joint sets in every outcrop studied (full explanation in text and Table 2-1 caption).

criterios de interrupción entre diaclasas de ambas familias (Fig. 2-7), por lo que no ha habido manera de establecer una cronología entre ellas.

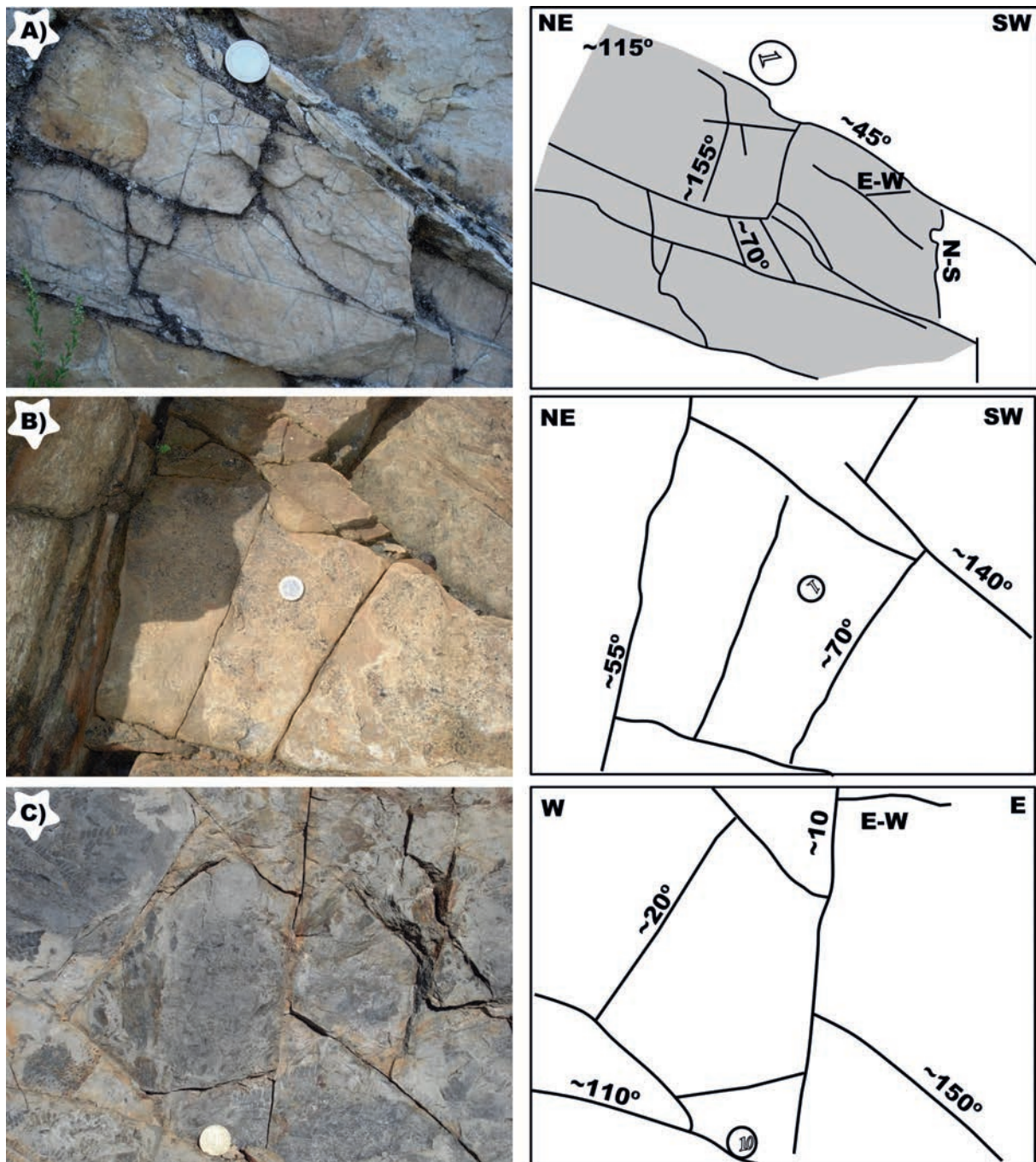


Fig. 2-6 Fotografías con algunos ejemplos de relaciones entre las familias de diaclasas en rocas pre-Estefanienses y Estefanienses. A) Fotografía tomada en el sector Rengos, cerca del afloramiento de Ventana y su interpretación de las relaciones entre familias Estefanienses y pre-Estefanienses. La sombra gris representa una diaclasa paralela a la fotografía. B) Fotografía de las relaciones de diaclasas encontradas en el afloramiento de La Magdalena y su interpretación. C) Fotografía tomada en Arnao y la interpretación de las relaciones observadas entre las diaclasas presentes.

Fig. 2-6: Photographs depicting the intersecting and abutting relationships between joint sets in the pre-Stephanian and Stephanian rocks. A) Photograph and interpretation depicting the abutting relationships between pre-Stephanian and post-Permian joint sets. This photograph was taken in the Rengos sector near the Ventana outcrop. The gray shade represent a joint parallel to the photograph. B) Photograph taken in the La Magdalena outcrop with a sketch of the interpreted joint sets showing their measured orientations. C) Photograph taken in Arnao outcrop with a sketch of the interpreted joint sets showing their measured orientations.

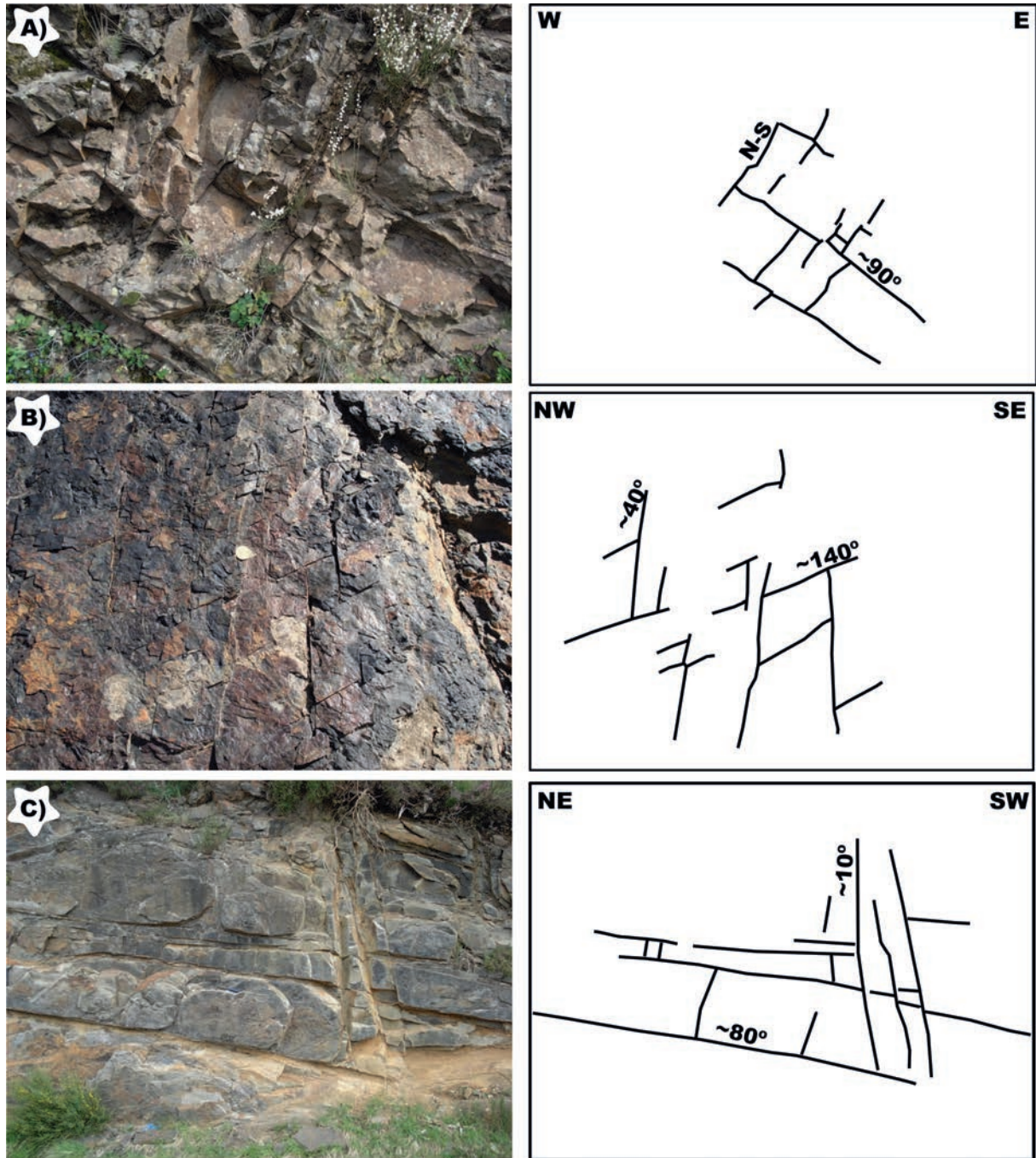


Fig. 2-7 Fotografías con algunos ejemplos de relaciones entre las familias de diaclasas en rocas pre-Estefanienses y Estefanienses. A) Fotografía tomada en el afloramiento de Cangas y su interpretación de las relaciones entre familias de diaclasas. B) Relaciones de diaclasas encontradas en el afloramiento de Villablino y su interpretación. C) Fotografía tomada en el afloramiento de Carballo y la interpretación de las relaciones observadas entre las diaclasas presentes.

Fig. 2-7: Photographs depicting the intersecting and abutting relationships between joint sets in the pre-Stephanian and Stephanian rocks. A) Photograph and interpretation depicting the abutting relationships of the joint sets. This photograph was taken in the Cangas outcrop. B) Photograph taken in the Villablino outcrop with a sketch of the interpreted joint sets showing their measured orientations. C) Photograph taken in Carballo outcrop with a sketch of the interpreted joint sets showing their measured orientations.

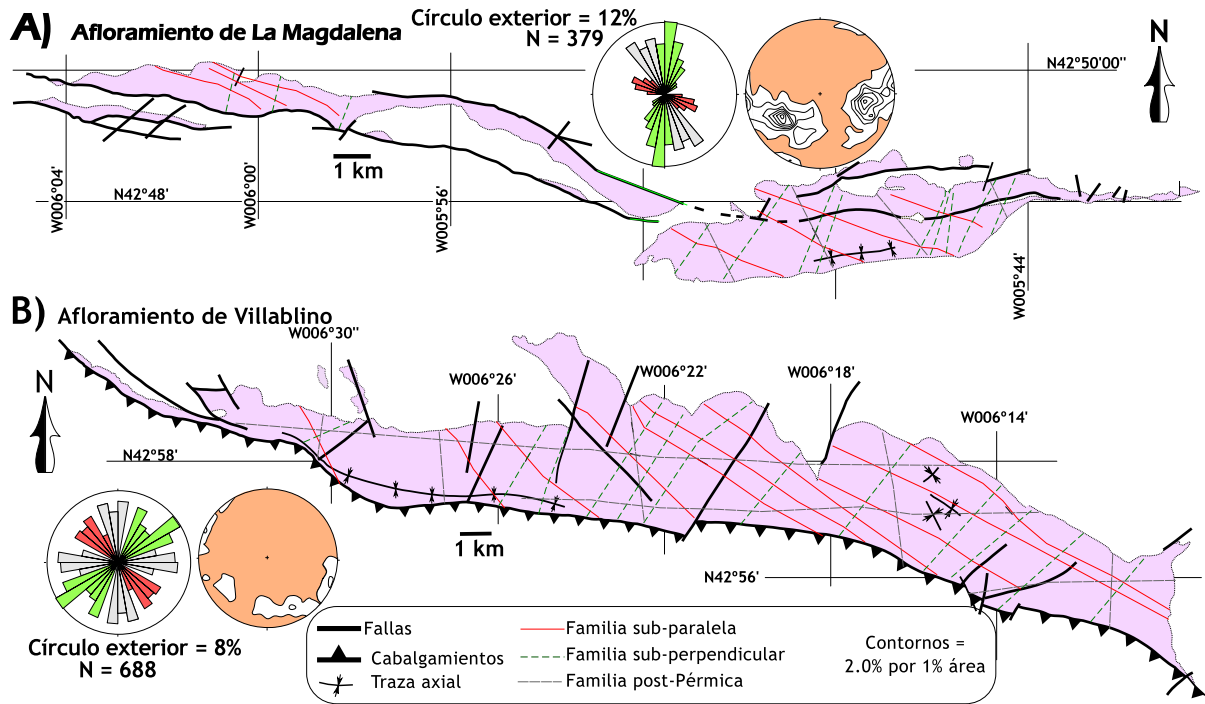


Fig. 2-8: A) Mapa esquemático del afloramiento de La Magdalena en el que se muestran las direcciones de las familias de diaclasas y las rosas y diagramas de densidad de polos. B) Mapa esquemático del afloramiento de Villablino con la orientación de sus diaclasas y la representación de estas en diagramas de rosa y de densidad de polos.

Fig. 2-8: Schematic sketch of the La Magdalena outcrop plotting the trend of joint sets, rose and density pole diagrams. B) Schematic sketch of the Villablino outcrop plotting the trend of joint sets, rose and density pole diagrams.

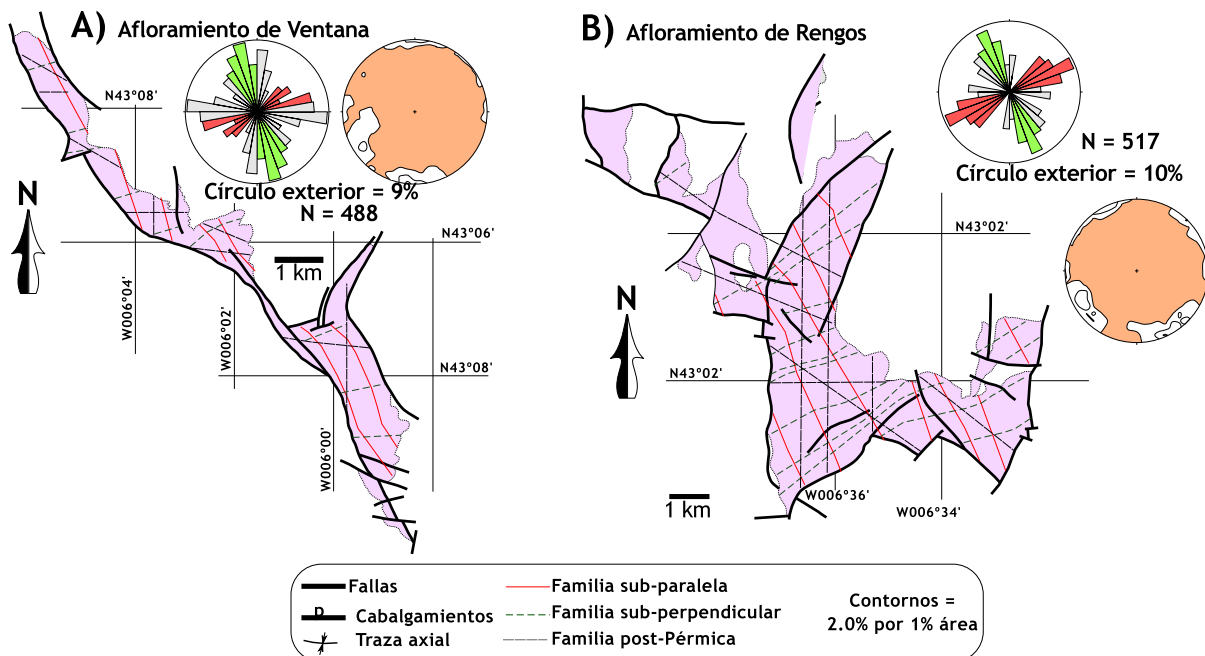
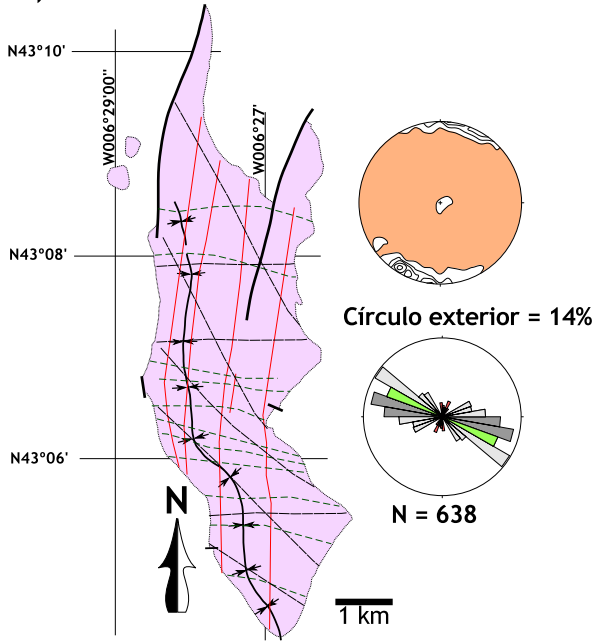


Fig. 2-9: Mapas esquemáticos, diagramas de rosa y de densidad de polos de A) afloramiento de Ventana y B) afloramiento de Rengos.

Fig. 2-9: Schematic maps showing the trend of joint sets, rose and density pole diagrams of A) Ventana outcrop and B) Rengos outcrop.

A) Afloramiento de Carballo outcrop



B) Afloramiento de Cangas

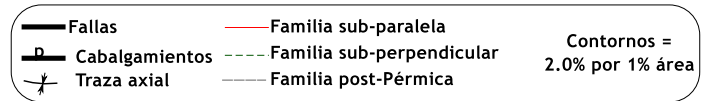
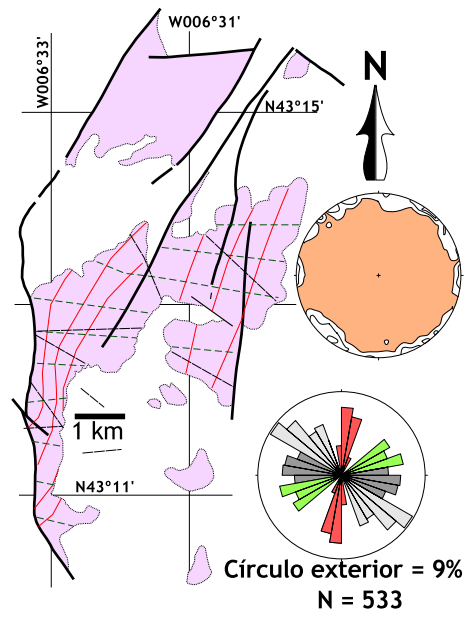


Fig. 2-10: Mapas esquemáticos, diagramas de rosa y de densidad de polos de A) afloramiento de Carballo y B) afloramiento de Cangas.

Fig. 2-10: Maps showing the trend of joint sets, rose and density pole diagrams of A) Carballo outcrop and B) Cangas outcrop.

Afloramiento de Tineo

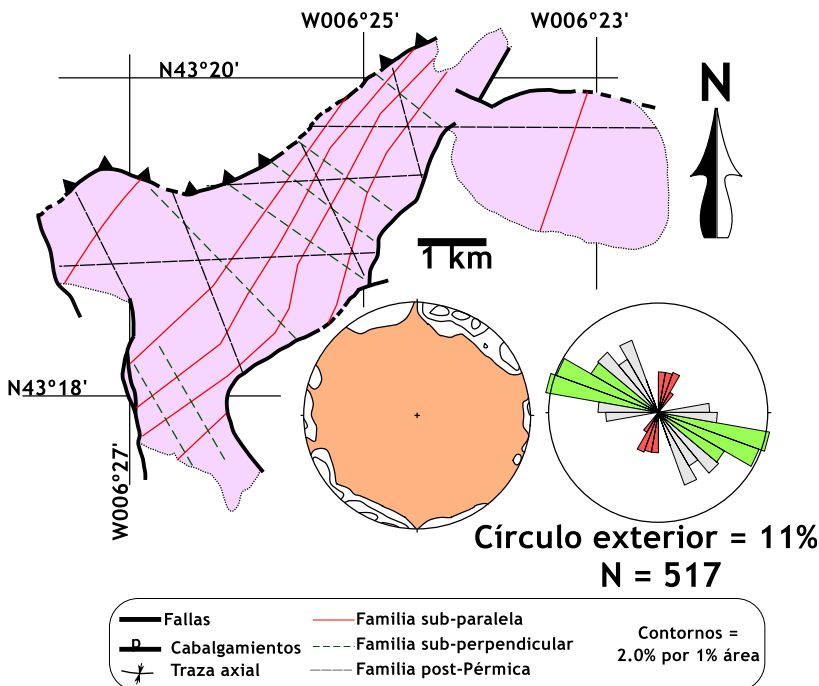


Fig. 2-11: Mapa esquemático, del afloramiento de Tineo en el que se han proyectado las direcciones de las diaclasas. Estas direcciones también se han representado en un diagrama en rosa y un diagrama de densidad de polos.

Fig. 2-11: Schematic sketch of the Tineo outcrop plotting the trend of joint sets, rose and density pole diagrams.

Los afloramientos estudiados de sur a norte se muestran en las Figuras 2-2 y 2-4 y la orientación de las diaclasas censadas en los mismos se encuentra reflejada en la tabla 2-2:

- a) Cuenca de La Magdalena, con una orientación E-W (Fig. 2-8A) y Villablino con una orientación de 110° (Fig. 2-8B), ambos situados en la rama sur del oroclinal Cantábrico en la provincia de León.
- b) Cuenca de Ventana con orientación 140° situada sobre el extremo este de la unidad Bodón-Ponga (Fig 2-9A) y Rengos que tiene una orientación regional de ca. 150° y que se sitúa sobre el Antiforme del Narcea, en el suroeste de la provincia de Asturias (Fig. 2-9B).
- c) Cuenca de Carballo y Cangas que tienen orientación aproximadamente norte-sur y están situados en la charnela del oroclinal Cantábrico, sobre el Antiforme del Narcea, al oeste de Asturias (Fig. 2-10A y 2-10B respectivamente).
- d) Cuenca de Tineo, con una orientación regional de 30° situado sobre el Antiforme del Narcea al oeste de Asturias (Fig. 2-11).
- e) Finalmente, tres afloramientos adicionales de un tamaño muy reducido, y que se corresponden con las cuencas de Arnao, Buxeiro y Combarcio (Figs. 2-2 y 2-12A, 2-12B y 2-12C respectivamente). Debido a su escasa exposición solo se pudo estudiar una estación en cada uno de ellos. La orientación de la familia subparalela es similar en los afloramientos de Arnao y Combarcio (ca. 60° y ca. 40° respectivamente) al igual que los de la familia subperpendicular (ca- 140° y ca. 130° respectivamente). En Combarcio el afloramiento es bastante limitado y la orientación de las diaclasas censadas no se ha podido interpretar de una manera coherente con el resto de cuencas estudiadas.

En los afloramientos de La Magdalena, Villablino, Cangas y Tineo algunas de las familias subparalela y superperpendicular de diaclasas son coincidentes con las diaclasas sistemáticas documentadas en los afloramientos Pérmicos y consecuentemente no se han considerado para los análisis (marcadas con un asterisco en la Tabla 2-1).

Distribución de las diaclasas en los afloramientos pre-Estefanienses

Las estaciones estudiadas en los afloramientos pre-Estefanienses se han separado en cinco sectores distribuidos a lo largo del oroclinal Cantábrico con la intención de compararlas con los resultados obtenidos del análisis de los afloramientos Estefanienses. Estos sectores se han diferenciado en base a la orientación regional de las estructuras entre los afloramientos (Fig. 2-2). Cada uno de los cinco sectores contiene entre 10 y 15 estaciones y corresponde con el entorno de al menos uno de los afloramientos Estefanienses estudiados (Fig. 2-2). Los cinco sectores que se han diferenciado son los siguientes:

- a) El sector sur (Fig. 2-13A), que corresponde con la rama sur del oroclinal Cantábrico incluyendo las rocas que están bajo los afloramientos de La Magdalena, Villablino y la parte sur del de Ventana.

b) El sector de Rengos (Fig. 2-13B), situado en la zona suroeste del oroclinal Cantábrico que ocupa la misma área que los afloramientos de Rengos, la sección norte de Ventana y el sur de Carballo.

c) El sector de Cangas del Narcea (Fig. 2-13C), ocupa la charnela del oroclinal Cantábrico y se extiende desde la zona norte de Carballo. Incluye el afloramiento de Cangas del Narcea.

d) El sector de Tineo (Fig. 2-13D), que se refiere al área del noroeste del oroclinal Cantábrico y contiene los afloramientos de Tineo, Buxeiro y Combarcio.

e) El sector norte (Fig. 2-13E) que se extiende hacia el norte del sector de Tineo. En él está incluido el afloramiento de Arnao.

En las estaciones estudiadas se han identificado tanto las familias de diaclasas halladas en los afloramientos Pérmicos como las de los Estefanienses. Asimismo se han descrito dos familias exclusivas de estos afloramientos, una de ellas discurre paralela a los ejes de los pliegues y principales cabalgamientos y la otra es perpendicular a las citadas estructuras (Fig. 2-4; Tabla 2-3). Esta disposición de familias de fracturas de forma paralela y perpendicular al eje de los pliegues es una de las configuraciones más comunes durante el plegamiento en cinturones de pliegues y cabalgamientos tal y como se ha descrito en otros cinturones (Hancock, 1985). Al igual que ocurría en los afloramientos Estefanienses, algunas de las familias de diaclasas Pérmicas y Estefanienses son coincidentes en orientación con las familias paralela y perpendicular, por lo que han sido etiquetadas con asteriscos en la Tablas 2-1 y 2-2.

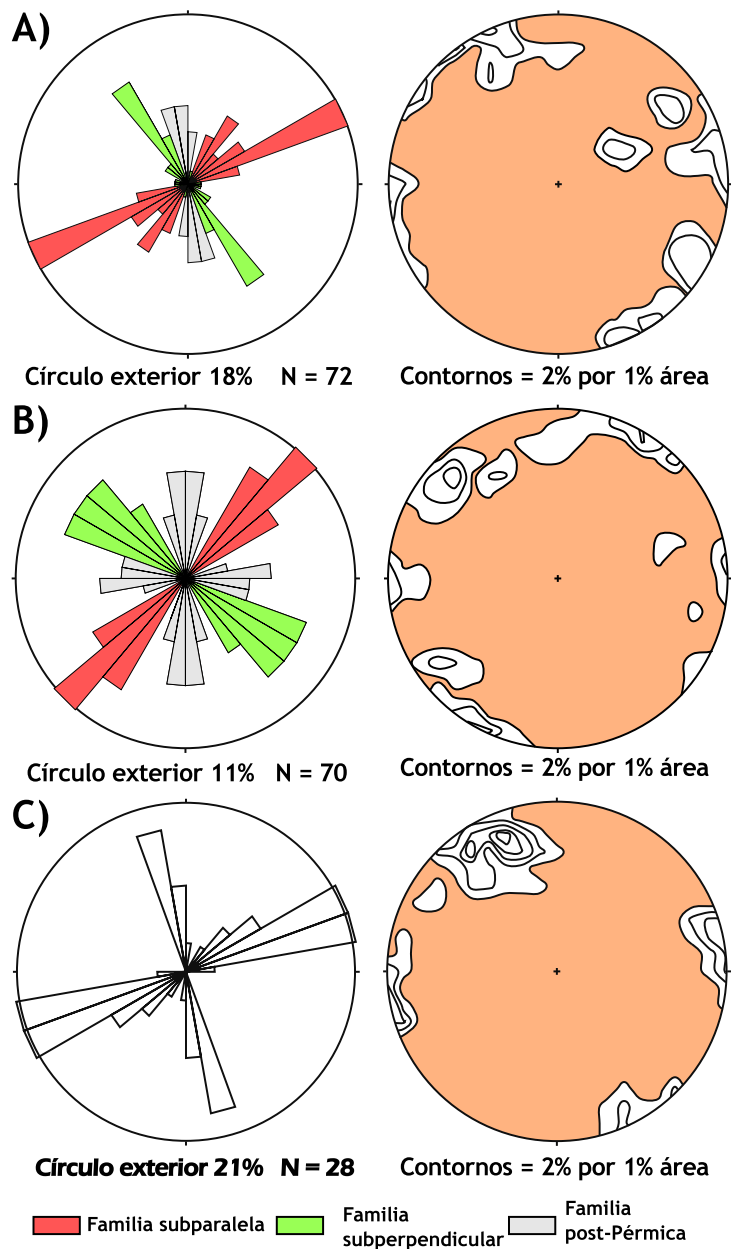


Fig. 2-12: Rosas y diagramas de densidad de polos para los afloramientos de A) Arnao, B) Buxeiro y C) Combarcio.

Fig. 2-12: Rose and density pole diagrams of A) Arnao, B) Buxeiro and C) Combarcio outcrops.

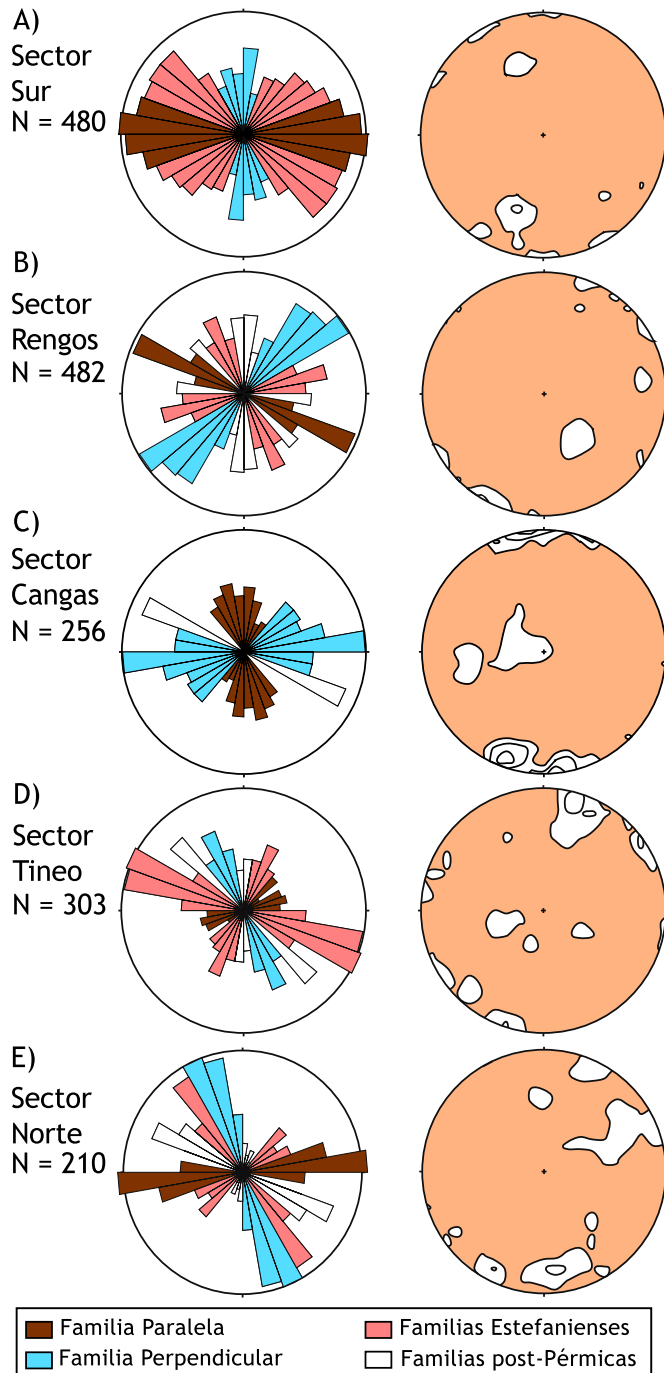


Fig. 2-13: Rosas y diagrama de densidad de polos de los afloramientos pre-Estefanienses ordenados de sur (A) a norte (B).

Fig. 2-13: Rose and density pole diagrams of the pre-Stephanian outcrops. They are ordered from south (A) to north (B)

una curvatura menos pronunciada que la del oroclinal Cantábrico, mientras que la subperpendicular es normal a la subparalela. Las familias descritas en los afloramientos Pérmicos, sin embargo, muestran orientaciones constantes y sus envolventes son líneas rectas sin ninguna curvatura.

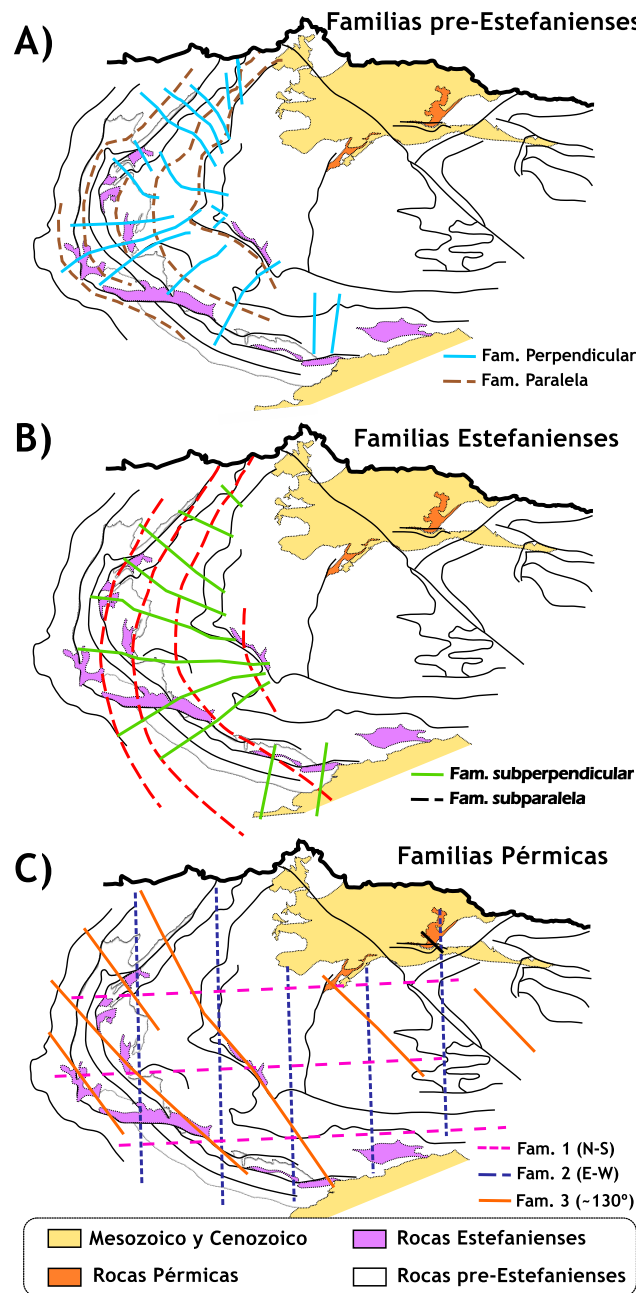
En las estaciones situadas en los flancos norte y sur del oroclinal, a menudo fue posible distinguir adecuadamente las relaciones temporales entre las familias de diaclasas paralelas y perpendiculares a los ejes de los pliegues y las diaclasas oblicuas (*i.e.* sub-paralelas, sub-perpendiculares o las descritas en los afloramientos Pérmicos). Donde estas relaciones fueron identificadas, las familias oblicuas terminaban sistemáticamente contra las familias paralelas. Sin embargo en el sector de Cangas del Narcea, la charnela del oroclinal Cantábrico, fue prácticamente imposible distinguir entre unas familias y otras, ya que las orientaciones de todas las familias muestran orientaciones muy similares, lo que impide la separación temporal de las distintas familias (Figs. 2-6 y 2-7; Tablas 2-2 y 2-3)

La Figura 2-14 muestra la traza simplificada de las envolventes de las familias de diaclasas descritas en los afloramientos pre-Estefanienses (Fig. 2-14A), Estefanienses (Fig. 2-14B) y Pérmicos (Fig. 2-14C). Se puede observar cómo la envolvente de las familias pre-Estefanienses traza una curvatura muy cerrada idéntica a la curvatura que describen las principales estructuras del oroclinal Cantábrico o perpendicular a esta. Sin embargo, la envolvente de la familia sub-paralela, descrita en los afloramientos Estefanienses, muestra

| Familias pre-Estefanienses | Familia subparalela | | Familia subperpendicular | |
|--|---------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|-----|
| | Est. | Dirección media Desviación estándar | Dirección media Desviación estándar | |
| Afloramientos pre-Estefanienses | | | | |
| Sector Sur | 13 | 13 90°±2 | 176°±3 | 13° |
| Sector Rengos | 15 | 15 115°±2 | 45°±2 | 9° |
| Sector Cangas-Carballo | 12 | 12 170°±5 | 80°±3 | 20° |
| Sector Tineo | 12 | 12 73°±2 | 153°±2 | 9° |
| Sector Norte | 12 | 12 88°±3 | 160°±2 | 4° |

Tabla 2-3 Familias de diaclasas pre-Estefanienses en cada afloramiento estudiado (ver texto y pie de Tabla 2-1 para más detalles).

Tabla 2-3 Pre-Stephanian joint sets in every outcrop studied (full explanation in text and Table 2-1 caption).



2.4 Prueba del Oroclinal

Se ha realizado la prueba del oroclinal para cada una de las distintas familias de diaclasas identificadas: las rocas pre-Estefanienses, Estefanienses y Pérmicas. Todas estas pruebas fueron realizadas mediante el método de los mínimos cuadrados refinado (*refined least squares method*) desarrollado por Yonkee y Weil (2010a).

Las pruebas del oroclinal para las familias de diaclasas descritas en las rocas Pérmicas fueron realizadas comparando la orientación de estas estructuras respecto a la orientación local del oroclinal Cantábrico (Fig. 2-15) y devuelven pendientes de *ca.* 0 ($-0,03 \pm 0,08$; $0,09 \pm 0,08$; $0,00 \pm 0,08$). Si recordamos el significado de esta prueba (ver capítulo 1), la pendiente 0 implica que no ha habido ninguna rotación de eje vertical relativa desde la formación de estas familias de diaclasas.

Para las familias de diaclasas subparalela y subperpendicular diferenciadas en los

Fig. 2-14: Esquema en el que se muestran las envolventes de las distintas familias de diaclasas. A) Patrón pre-Estefaniense. B) Patrón Estefaniense. C) Patrón Pérmico.

Fig. 2-14: Schematic joint-pattern showing the envelope of the azimuths traced for: A) Pre-Stephanian joints, B) Stephanian joints and C) Permian joints.

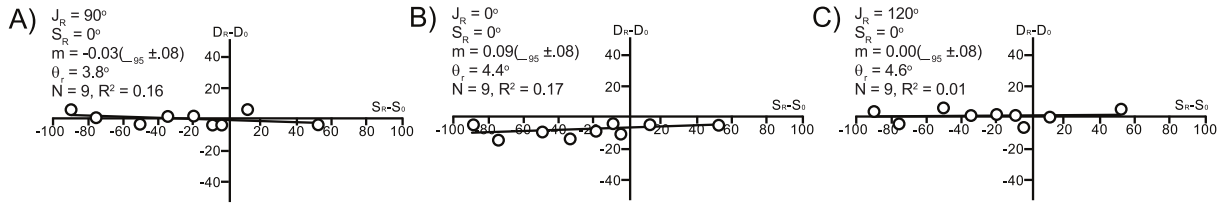


Fig. 2-15: Prueba del oroclinal para las familias post-Pérmicas. A) Gráfica para la familia este-oeste. B) Gráfica para la familia norte-sur y C) gráfica para la familia de orientación ca. 120°. Las pendientes de 0° indican que el oroclinal Cantábrico estaba cerrado durante el Pérmico. Para más información ver texto.

Fig. 2-15: Orocline test plots of the post-Permian joint sets. A) Plot of east-west joint set. B) Plot of the north-south joint set. c) Plot of the ca.120° joint set. Slopes of 0° indicate that the Cantabrian oroclinal was closed at Permian times. See text for further information.

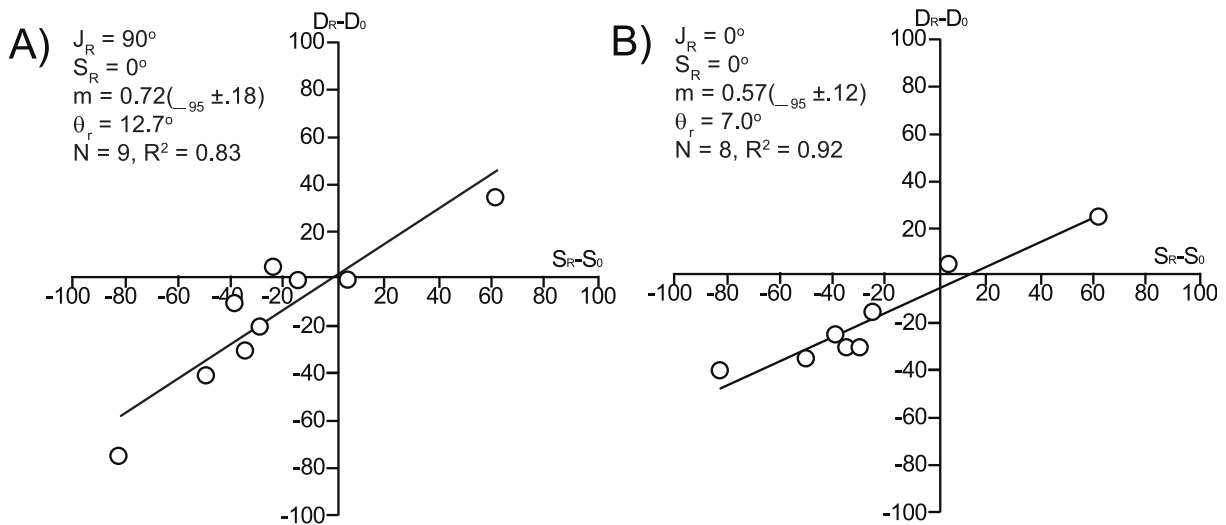


Fig. 2-16: Prueba del oroclinal para las familias Estefanienses. A) Gráfica para la familia subparalela con una pendiente de 0,72. B) Gráfica para la familia subperpendicular con una pendiente de 0,57. Para más información ver texto.

Fig. 2-16: Orocline test plots of the post-Permian joint sets. A) Plot of sub-parallel set showing a slope of 0.72. B) Plot of the sub-normal joint set showing a slope of 0.57. See text for further information.

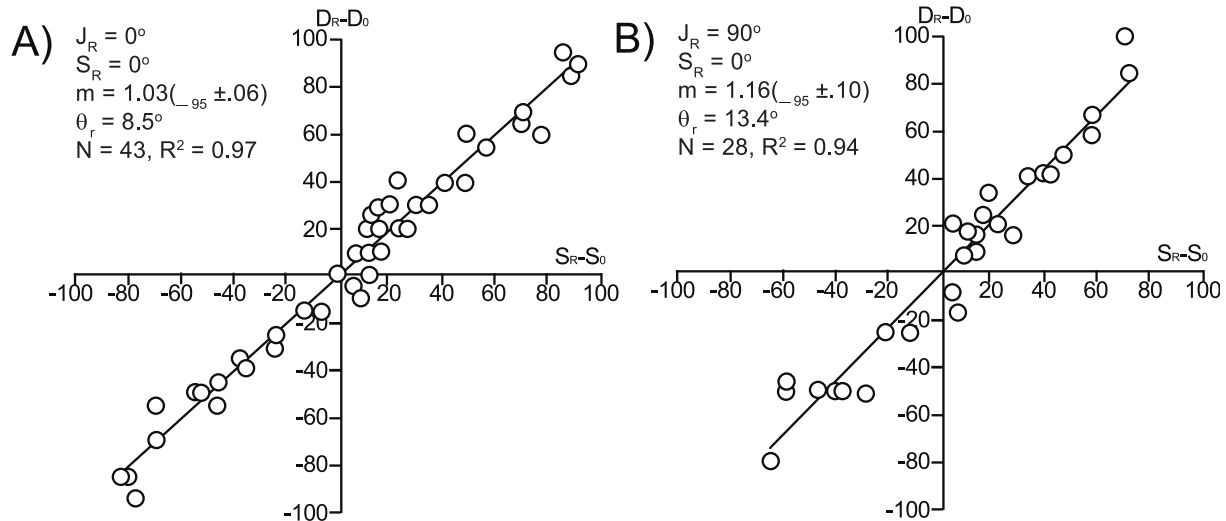


Fig. 2-17: Prueba del oroclinal para las familias pre-Estefanienses. A) Gráfica para la familia paralela con una pendiente de 1,03. B) Gráfica para la familia perpendicular con una pendiente de 1,16. Para más información ver texto.

Fig. 2-17: Orocline test plots of the post-Permian joint sets. A) Plot of parallel set showing a slope of 1.03. B) Plot of the normal joint set showing a slope of 1.16. See text for further information.

afloramientos Estefanienses se realizaron dos test del oroclinal en los que se compara la orientación media de cada una de las familias de diaclasas en cada afloramiento con la orientación media de las principales estructuras Variscas encontradas bajo cada afloramiento. Estas pruebas muestran pendientes de $0,72 \pm 0,18$ y $0,57 \pm 0,12$ (Fig. 2-16), lo que implica que hubo rotaciones de eje vertical tras la formación de estas diaclasas aunque estas rotaciones no suponen el total de la rotación del oroclinal (ver capítulo 1).

A diferencia de las dos anteriores, las pruebas del oroclinal realizadas al comparar las familias paralela y perpendicular con la dirección de las principales estructuras en cada una de las estaciones estudiadas en las rocas pre-Estefanienses (Fig. 2-17) exhiben pendientes de *ca.* 1 ($1,03 \pm 0,06$ y $1,16 \pm 0,10$ respectivamente). Esta relación uno a uno entre la desviación de la orientación estructural y de las fracturas implica que estas últimas fueron formadas antes de cualquier rotación de eje vertical y que estas estructuras rotaron junto a todo el oroclinal.

2.5 Discusión: Cinemática del oroclinal Ibero Armoricano

Los resultados observados en los patrones de diaclasas en las tres series limitadas por discordancias angulares en el oroclinal Cantábrico evidencian la existencia de al menos tres eventos tectónicos distintos. Dada la gran extensión por la que se pueden seguir las familias de diaclasas se ha interpretado que fueron formadas debido a campos de esfuerzo regionales y no a locales. Dicho de otra manera, se puede interpretar que las familias de diaclasas son producto de eventos tectónicos a escala regional (*e.g.* Engelder y Geiser, 1980; Gross *et al.*, 2005; Eyal *et al.*, 2001).

Estos patrones además ayudan a entender y constreñir la cronología y cinemática del plegamiento del oroclinal Cantábrico. Si tenemos en cuenta su posición en la columna estratigráfica y las relaciones de interrupción entre las distintas familias de diaclasas, las únicas diaclasas que registraron las rocas Pérmicas son las más jóvenes (Figs. 2-5 y 2-14C; Tabla 2-1) y fueron formadas necesariamente en el Pérmico o en algún momento posterior. La explicación más verosímil para la formación de la familia norte-sur y muy probablemente también de la este-oeste está relacionada con la colisión entre Iberia y Europa durante el Cenozoico (*e.g.* Álvaro *et al.*, 1979; Alonso *et al.*, 1996). Por su orientación (*ca.* 130°), la tercera familia descrita en las rocas Pérmicas se ha interpretado como relacionada con el orógeno Bético formado durante la colisión alpina entre África y Europa. Las interpretaciones de estas tres familias de diaclasas están basadas en las orientaciones tectónicas regionales tanto para la formación de la cadena Pirenaica como de la Bética (*e.g.* Andeweg, 2002; Cloetingh *et al.*, 2002) y a partir de este momento las llamaremos post-Pérmicas. Las pruebas del oroclinal para estas familias de diaclasas (Fig. 2-15) muestran que no hubo rotaciones de eje vertical tras su formación, datos que están apoyados por los análisis paleomagnéticos realizados en las mismas rocas (Weil *et al.*, 2010). Por esta razón estas familias no se han considerado para el análisis en las rocas más antiguas.

Los afloramientos Estefanienses registraron dos familias de diaclasas que no están presentes en las rocas Pérmicas (Fig. 2-14B; Tabla 2-2). La familia subparalela muestra una

envolvente curvada con una curvatura menor que la presente en las principales estructuras del oroclinal Cantábrico (Fig. 2-14B). La familia subperpendicular muestra un patrón radial que no es perpendicular a la traza del oroclinal Cantábrico. Como se ha citado, no hay evidencias de que una de estas dos familias se formase antes que la otra puesto que ambas familias se interrumpen una contra la otra (Figs. 2-6 y 2-7) lo que se ha interpretado como una formación coetánea de diaclasas ortogonales entre sí relacionadas con un único campo de esfuerzos regional, como proponen entre otros Caputo (1995, 2010) y Bai *et al.* (2002).

Los afloramientos pre-Estefanienses (que incluyen toda la serie Paleozoica y Neoproterozoica) registraron tanto las familias de diaclasas discutidas en los párrafos anteriores como al menos dos familias más antiguas que solo aparecen en estas rocas y que son paralela y perpendicular al trazado del oroclinal Cantábrico (Fig 2-14A) y cuya cronología relativa tampoco se ha podido identificar.

Como se ha comentado anteriormente los límites que cada una de las discordancias suponen en la serie se han atribuido a distintos episodios tectónicos. De esta forma se ha atribuido a un campo de esfuerzos posterior al momento de deposición de los sedimentos sobre la discordancia las diaclasas que se encuentran en dichas rocas. Así, al cruzar los datos conocidos sobre los campos de esfuerzos Pérmicos y post-Pérmicos y la orientación de las familias de diaclasas post-Pérmicas se les ha atribuido un origen Alpino.

A diferencia de las diaclasas post-Pérmicas es mucho más complicado sugerir que un proceso o procesos tectónicos puedan provocar un patrón de diaclasas con una dispersión de *ca.* 180° en las diaclasas paralelas y perpendiculares presentes en las rocas pre-Estefanienses y de entre 90° y 125° para las subparalelas y subperpendiculares que aparecen tanto en las pre-Estefanienses como en las Estefanienses. Parece, en todo caso, mucho más concebible que las citadas familias de diaclasas se formasen originalmente con una orientación recta y que fuesen subsecuentemente rotadas alrededor de un eje vertical hasta obtener su orientación curvada actual. Consecuentemente los afloramientos pre-Estefanienses registraron en sus diaclasas un evento previo a la formación del oroclinal y el posterior plegamiento alrededor de un eje vertical mientras que en las rocas Estefanienses se fracturaron solo durante el propio plegamiento. Estos datos apoyan la hipótesis del plegamiento oroclinal que indican los datos paleomagnéticos (*e.g.* van der Voo *et al.*, 1997; Weil *et al.*, 2000, 2001).

El escenario tectónico más sencillo capaz de explicar estas observaciones consiste en que dos familias de diaclasas se habrían formado posiblemente a la vez debido al acortamiento Varisco ocurrido en el occidente de la zona Cantábrica durante el Misisipiense Superior y el Pensilvaniense Inferior. La orientación regional de estas familias sería nort-sur y este-oeste (en coordenadas actuales). Posteriormente estas familias de diaclasas habrían rotado aproximadamente 90° de forma pasiva alrededor de un eje vertical de forma previa o simultánea a la sedimentación y litificación de las rocas Estefanienses. Desde ese momento hasta el Pérmico Inferior habría rotado otros 90°. Así se obtendría la orientación actual de las familias de diaclasas pre-Estefanienses, que describen una curvatura de *ca.* 180°, y las de las Estefanienses, que muestran una rotación de entre 90° y 120°.

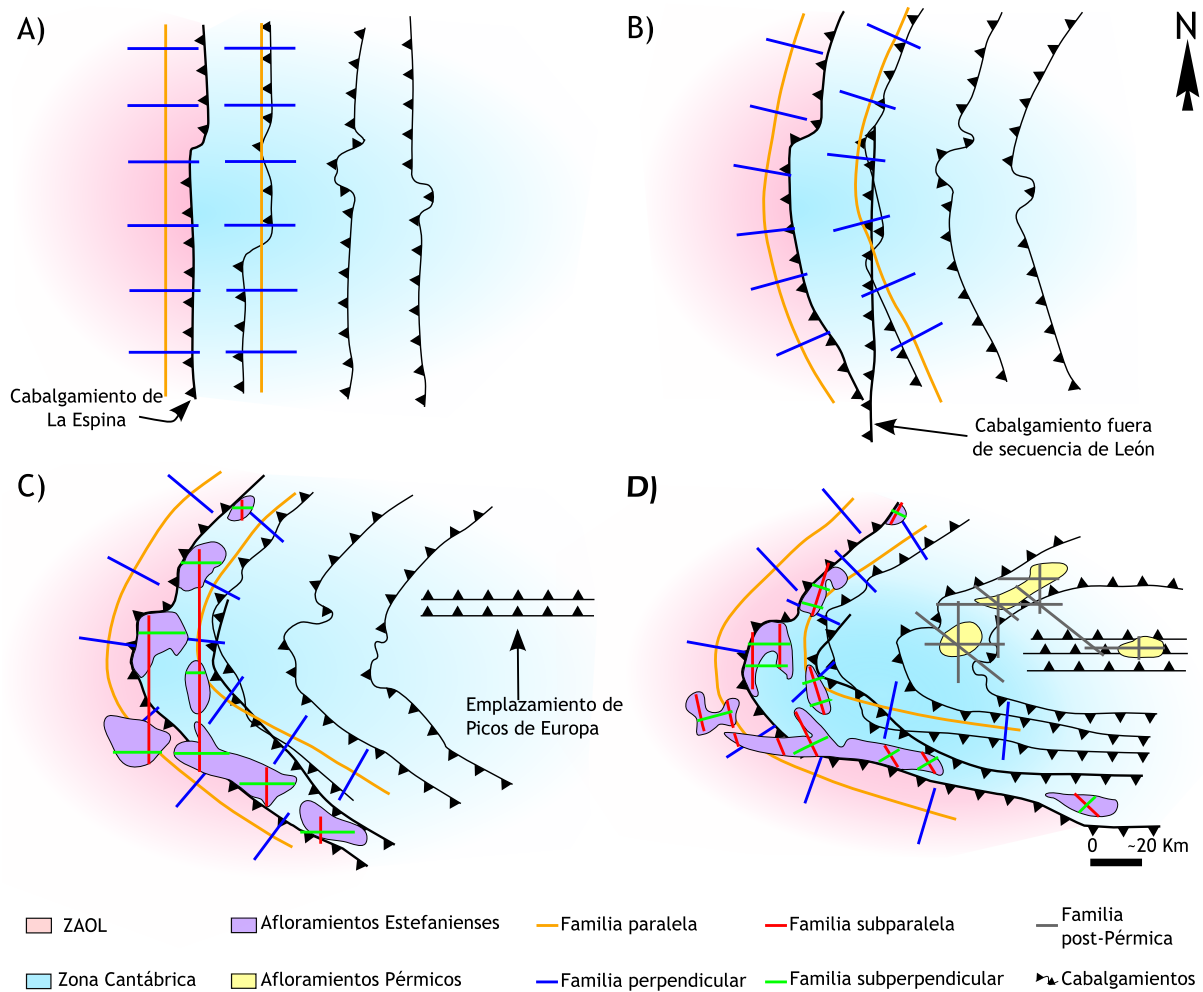


Fig. 2-18: Esquema resumen de la animación que se encuentra en el Anexo D1 y D2. Muestra la secuencia de desarrollo de las familias de diaclasas en las zonas Cantábrica y Asturoccidental-Leonesa (ZAOL) durante el desarrollo del oroclinal Ibero-Armoricano. A) Muestra un orógeno Varisco casi lineal. B) Representación de las etapas iniciales del oroclinal durante el Kasimoviense con ca. 20% de plegamiento. En él se muestra el desarrollo del cabalgamiento de León (Alonso et al., 2009). C) Muestra el oroclinal durante el Ghezeliense cuando había sido plegado entre un 50% y un 70%, el desarrollo inicial de los Picos de Europa y Cuera y la deposición de los sedimentos Estefanienses B-C. D) Representa la traza actual del oroclinal.

Fig. 2-18: Cartoon summarizing the animation present in data repository. It depicts the development of joint sets in the Cantabrian and West-Asturian Leonese Zone (ZAOL) during the development of Ibero-Armorican orocline. A) Shows the joints related with the development of a nearly linear Variscan orogen in pre-Moscovian and Moscovian pre-orocline bending time. B) Shows the first steps of the development of the Ibero-Armorican orocline at Kasimovian times, with the Leon breaching thrust already formed (Alonso et al., 2009) and an around a 20% of bending. C) Depicts the orocline during the uppermost Kasimovian and the Gzhelian times when it was developed between a 50 to 70%, the initial emplacement of Picos de Europa and Cuera units, the deposition of the Stephanian B-C basin and the development of fold-axis sub-parallel and sub-perpendicular stephanian joint sets. D) Shows the final present day stage of the orocline.

Los datos de las familias de diaclasas comentados anteriormente apoyan el modelo de plegamiento oroclinal propuesto para el oroclinal Ibero Armoricano a partir de datos plaeomagnéticos y estructurales (e.g. Stewart, 1995; Weil *et al.*, 2001, 2010; Weil, 2006; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004, 2008a). Los datos de diaclasas requieren un evento de acortamiento inicial este-oeste (en coordenadas actuales) que habría producido un orógeno aproximadamente lineal, el orógeno Varisco. A este episodio compresivo le seguiría un repentino cambio en el campo de esfuerzos que provocaría un acortamiento norte-sur (en

coordinadas actuales) que rotaría los flancos del orógeno alrededor de un eje vertical y que además de en las diaclasas ha sido registrado en los últimos cabalgamientos de la zona Cantábrica (Merino-Tomé *et al.*, 2009) y que implicaría que el mecanismo de plegamiento del oroclinal es pandeo o *buckling*.

De acuerdo con los test del oroclinal realizados para las familias de diaclasas, las rocas pre-Estefanienses habrían sufrido toda la rotación del oroclinal, puesto que su pendiente es 1 (*i.e.* un 100% de rotación; Fig. 2-17). Durante el Estefaniense B-C (Pensilvaniense superior) el oroclinal Cantábrico estaba cerrado entre un 30% y un 50% (Fig. 2-16, ver capítulo 1) mientras que en el Pérmico inferior el oroclinal estaría formado completamente (Fig. 2-15). Si asumimos una velocidad constante para el plegamiento, la rotación de *ca.* 100° habría tomado unos 5 millones de años. Desde el Estefaniense B-C (Kasimoviense Superior, hace unos 304 millones de años) hasta el límite Carbonífero-Pérmico (hace 299 millones de años). El resto de la curvatura del oroclinal Cantábrico se habría producido antes de la formación de los afloramientos Estefanienses y si la velocidad de plegamiento fue similar a la estimada anteriormente es posible que el oroclinal Cantábrico comenzase a plegarse durante el Moscoviense (hace unos 310 millones de años). Esta cronología implica que el plegamiento de la cadena Varisca fue un proceso tectónico muy rápido incluso más de lo que ya apuntaban Gutiérrez-Alonso *et al.* (2004) y Weil *et al.* (2010).

Para ilustrar la cronología y el modelo cinemático propuestos para el oroclinal Cantábrico se ha realizado una animación que se puede encontrar en los anexos de esta tesis, tanto de forma de aplicación junto con otras animaciones y contenidos dinámicos (Anexo D-1), como de forma individualizada (Anexo D-2) o como en forma de aplicación. La Figura 2-18 es un resumen de esta animación. La Figura 2-18A representa un orógeno lineal, el estadio anterior al plegamiento oroclinal en el que se encontraba la zona Cantábrica y la zona Asturoccidental-Leonesa antes y durante el Moscoviense. Las estructuras principales tienen una orientación norte-sur y se pueden observar las dos familias de diaclasas registradas en los afloramientos pre-Estefanienses, la paralela y la perpendicular a las estructuras. Durante el Kasimoviense Inferior (Fig. 2-18B) ya se había formado el cabalgamiento fuera de secuencia de León (Alonso *et al.*, 2009) y la cadena Varisca se habría plegado un 20%, asumiendo una velocidad constante. En el Kasimoviense Superior (Fig. 2-18C) se habrían sedimentado las rocas Estefanienses B-C, se estarían emplazando los Picos de Europa y Cuera (Merino-Tomé *et al.*, 2009) y se estarían formando las familias subparalela y subperpendicular a los ejes de los pliegues Variscos. La cadena Varisca habría sido plegada entre un 30% y un 50%. Finalmente la Figura 2-18D representa la curvatura actual del oroclinal Cantábrico y en ella se han añadido las familias de diaclasas post-Pérmicas que aparecen sobre todo el oroclinal Cantábrico.

CAPÍTULO 3:

ANÁLISIS DE PLIEGUES



FOLD ANALYSIS

Los datos de este capítulo han sido publicados en *Journal of Structural Geology*, v. 39, p. 210-223, DOI: 10.1016/j.jsg.2012.02.010 con título: *Conical folding in the core of an orocline. A geometric analysis from the Cantabrian Arc (Variscan Belt of NW Iberia)* (Pastor-Galán et al., 2012a).

3 Análisis de Pliegues

Durante el curso de deformación de una región es frecuente que unas estructuras se sobrepongan a otras. De esta manera, una roca que haya sufrido una larga historia de deformación con varios episodios tectónicos superpuestos puede presentar interferencias de estructuras muy complicadas. Los Pirineos son un buen ejemplo dentro de la península Ibérica (e.g. Aerden, 1995; García-Sansegundo, 1996). La superposición de pliegues es uno de los fenómenos más llamativos que se observan a escala cartográfica o de afloramiento en geología.

Normalmente, las interferencias de plegamiento se deben a la actuación de distintos procesos tectónicos o de un único proceso continuado en el tiempo. Cuando una fase de acortamiento en la que el eje menor del elipsoide de deformación es subhorizontal afecta a una superficie, inicialmente también subhorizontal, genera en ella pliegues con ejes que no cabecean. Si un episodio posterior de acortamiento se produce en la misma dirección que el primero, plegará a los pliegues originales de tal manera que la segunda generación de pliegues tendrá ejes subhorizontales que serán paralelos a los de la primera generación. Sin embargo, si el episodio de acortamiento se produce en una dirección distinta, este evento doblará los ejes de los pliegues primarios y generará pliegues cónicos con ejes inclinados o subverticales.

Existe un número muy grande de superposiciones de pliegues posibles, en función del ángulo entre los ejes de los pliegues de las dos generaciones y de la geometría de los pliegues de la primera generación. Con el fin de catalogarlas se han desarrollado distintas clasificaciones, de entre las cuales la más popular es la de Ramsay (1967), si bien existen otras clasificaciones complementarias útiles -y frecuentemente utilizadas-, como las de Ghosh *et al.* (1992 y 1993), Thiessen y Means (1980), Vacas Peña (2000) o la más reciente de Grasemann *et al.* (2004).

Un orógeno aproximadamente lineal en origen que se pliega alrededor de un eje vertical debido a un cambio en el campo regional de esfuerzos es uno de los múltiples escenarios en los que se produce la superposición de pliegues. Como ya se ha comentado anteriormente, esta es la interpretación que se da para la formación del oroclinal Ibero Armoricano en el orógeno Varisco durante el Pensilvaniense Superior (Kollmeier *et al.*, 2000; Weil *et al.*, 2001; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004; Pastor-Galán *et al.*, 2011, Capítulo 2 de esta tesis). El núcleo del oroclinal Ibero Armoricano, el oroclinal Cantábrico, exhibe un patrón de interferencia de pliegues que brinda la oportunidad de estudiar los efectos del plegamiento oroclinal en la corteza superior.

3 Fold Analysis

3.1 Introduction

Conical folding is primarily a geometrical arrangement of deformed layers that can be readily recognised on stereographic plots by a distribution of poles to planes lying along a small circle. In space, a conical surface can be generated by rotating a line (the generator), oblique to a defined rotation axis. Initial interest in conical folding was spurred by the problem of reconstructing bedding-parallel sedimentary lineation orientations (Cummins, 1966, Wilson, 1967, Ramsay, 1967 p. 496-498) and, more recently, the problem of how to restore paleomagnetic data (Pueyo *et al.*, 2003, Weil and Gutiérrez-Alonso, in press). Although Ramsay (1967 p. 349) indicated that these folds are rare in nature and Ramsay and Huber (1987, p. 311) suggested that the geometry of natural surfaces is probably more complex than a simple conical geometry, which is probably a more accurate assessment of the situation at most scales. Nevertheless, conical folding is often a valid approximation at suitably chosen scales.

Webb and Lawrence (1986) described the geometry of largely cylindrical folds whose terminations are demonstrably conical. The geometry is related to the development and growth of folds during which both, the interlimb tightening and the fold axial lengthening occur. More recently Keppie *et al.* (2002) described a conical fold termination with associated auriferous veins and presented geochronological data supporting the asynchronous development of folds by progressive lengthening in the axial direction. Additionally, Mandujano and Keppie (2006) studied cylindrical folds with conical terminations in the Gulf of Mexico and found that the junction between the cylindrical and conical parts of the folds are a favourable location for hydrocarbon reservoir rocks due to increased fracturing densities related to high curvatures at the cone apex. Moreover, conical folds can also form due to fold interference (Ramsay, 1962, Wilson, 1967), which is of particular relevance to the present study. Nicol (1993) demonstrated that surfaces formed by fold interference can be analysed as composite surfaces with of segments displaying conical geometries that may vary spatially. Furthermore, spatial variations in orientation data and fold geometry may be related to the characteristics of the interfering fold pattern (Mulchrone, 1991, Nicol, 1993). Groshong (2006) emphasized the importance of distinguishing between cylindrical and conical folds because conical folds terminate along their axial trend.

Curved orogens may be a likely location for conical folds when deformation is primarily due to differential rotation around a vertical axis affecting a population of geological surfaces with a variety of initial orientations. Curved orogens have been studied

Este capítulo, basado en el trabajo *Conical folding in the core of an orocline. A geometric analysis from the Cantabrian Arc (Variscan Belt of NW Iberia)* (Pastor-Galán *et al.*, 2012a), expone un análisis de las interferencias de plegamiento en el oroclinal Cantábrico apoyado en la bibliografía previa (Julivert y Marcos, 1973; Bastida *et al.*, 1984; Julivert y Arboleya, 1986; Aller y Gallastegui, 1995) y aporta una nueva recopilación de datos. Para realizar este apartado hemos prestado especial atención a las superficies plegadas que en la actualidad presentan una geometría cónica. De esta manera, los pliegues cónicos se han interpretado como el resultado de dos episodios de plegamiento, uno relacionado con el acortamiento Varisco en el que se generaron pliegues con ejes horizontales y otro con la rotación de eje vertical que produjo el oroclinal Ibero Armoricano y que causó un acortamiento norte-sur (en coordenadas actuales) en el oroclinal Cantábrico.

3.1 Introducción

El plegamiento cónico es una disposición geométrica de las superficies deformadas que se reconoce de forma sencilla en una proyección estereográfica porque los polos de los planos (*i.e.* las líneas perpendiculares a los flancos de los pliegues) se distribuyen a lo largo de un círculo menor. La construcción espacial de una superficie cónica se genera mediante la rotación de una línea, llamada generatriz, alrededor de un eje de rotación oblicuo a ella. Si el eje de rotación fuese paralelo a la línea se generaría una superficie cilíndrica, que se puede considerar un caso especial de geometría cónica en el que el ángulo apical es de 0°.

El interés en la geometría de los pliegues cónicos surgió de la problemática para restablecer lineaciones sedimentarias paralelas a la estratificación a su posición original

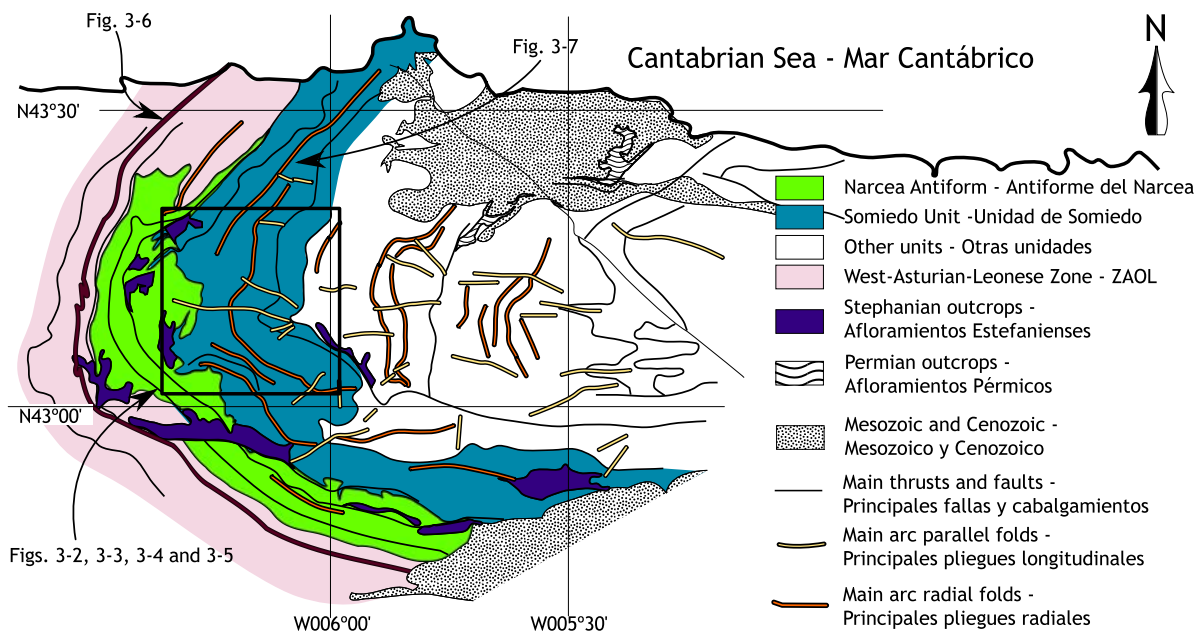


Fig. 3-1: Localización de las principales estructuras en el este de la zona Asturoccidental-Leonesa, el antiforme del Narcea y la zona Cantábrica. El marco muestra la zona de estudio.

Fig. 3-1: Location and main structures of the eastern sector of the West Asturian-Leonese zone, the Narcea Antiform and the Somiedo unit from the Cantabrian Zone. Box shows study area.

from the end of 19th century (Suess,1885) and more intensively during and after the development of the concept of plate tectonics (e.g. Carey, 1955; Irving and Opdyke, 1965; Molnar and Tapponnier, 1975; Engelder and Geiser, 1980; Schwartz and van der Voo, 1983; Johnston, 2001; Allmendinger *et al.*, 2005). Curvature in plan view is recognized in a large number of ancient and modern orogens (e.g. Weil and Sussman, 2004; Marshak, 2004; van der Voo, 2004; Johnston and Gutiérrez-Alonso, 2010). Weil and Sussman (2004) proposed a kinematic classification for curved orogens: (1) when an orogen is initially curved and maintains that curvature without subsequent vertical-axis rotation it is known as a primary arc; (2) an orogenic belt that either acquires curvature during development or amplifies an initial curvature during formation, it is a progressive arc; and (3) when a bent orogenic belt is produced by buckling an originally more linear orogen it is an orocline or secondary arc. Recognizing the timing of the different deformation phases is necessary for classifying orogenic arcs as primary, progressive or secondary arcs. However, unravelling the kinematics and dynamics of a curved orogen is not a simple task. It requires a multidisciplinary effort combining different techniques such as structural geology, paleomagnetism, geochemistry, geochronology, etc. (e.g. Weil and Sussman, 2004; Weil, *et al.*, 2001; 2010; Marshak, 2004; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004, 2011a, 2011b; Johnston and Mazzoli, 2009; Pastor-Galán *et al.*, 2011).

A well known orocline or secondary arc is the Ibero-Armorican Arc (Weil *et al.*, 2001; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004) which contains in its core the *ca.* 180° (isoclinally) buckled foreland fold-and-thrust belt of the Carboniferous Variscan orogenic belt, known as the Cantabrian Arc.

In this chapter, it is built on the structural analysis performed by previous workers (Julivert and Marcos, 1973; Bastida *et al.*, 1984; Aller and Gallastegui, 1995) in the core of a curved orogenic belt, which was classified as a true orocline (Weil *et al.*, 2001, 2011) with new data. It is investigated conically folded surfaces resulting from the interference of sequential episodes of folding with horizontal and vertical rotation axis, respectively, in the uppermost crust of the West European Variscan Orogenic Belt. The conical folds are interpreted to support a secondary origin for the curvature of the Cantabrian Arc and exemplify orocline-related structures found in curved orogens of oroclinal buckling origin.

3.2 Treatment and description of conical fold data

Geometrically, a conical fold is characterized by the trend and plunge of its axis and by the angle between the generatrix of the conical surface and the fold axis, also known as semiapical angle ($\alpha/2$) (Wilson, 1967; Pueyo *et al.*, 2003). Perfect cylindrical folds, which are considered as a special case of a conical fold; have $\alpha/2$ equals 0°. Identification and analysis of conical folds in nature are conducted using stereographic projection of geologic surfaces, typically bedding (π -diagrams) which, when truly representative of a conical surface, scatter along a small circle on the stereonet. Given the nature of geologic orientation data, mathematical methods have been developed to fit measurements to a small circle and to quantify the suitability of the calculated fit (e.g. Ramsay, 1967; Fisher *et al.* 1987).

(Cummins, 1966; Wilson, 1967; Ramsay, 1967, p. 496-498) y más recientemente para la restauración de datos paleomagnéticos (Pueyo *et al.*, 2003). A pesar de que Ramsay (1967, p. 349) indicó que los pliegues cónicos son raros en la naturaleza, asumiendo que lo común eran los pliegues cilíndricos, Ramsay y Huber (1987, p. 311) afirman que la geometría de las superficies naturales es probablemente más compleja que un cilindro o un cono, lo que nos proporciona una evaluación mucho más precisa de la realidad en la mayoría de las escalas. No obstante, la geometría cónica es generalmente una buena aproximación a los pliegues no cilíndricos y, a menudo, las superficies de interferencia de pliegues se pueden analizar como un compuesto de distintas superficies cónicas unidas que pueden variar su conicidad -es decir, su ángulo apical- en el espacio en función de las características del patrón de interferencia (Mulchrone, 1991; Nicol, 1993).

Los pliegues cónicos se han descrito en numerosas situaciones. Uno de los ejemplos de plegamiento cónico más común en la naturaleza son las terminaciones de pliegues cilíndricos, que en muchas ocasiones son cónicas. Este tipo de terminaciones cónicas ocurre debido a que, durante el acortamiento que produce los pliegues, se produce extensión paralela a la dirección del eje (Webb y Lawrence, 1986; Keppie *et al.*, 2002). Las terminaciones cónicas de pliegues cilíndricos se han estudiado profusamente porque son un lugar óptimo como reservorios de hidrocarburos (Mandujano y Keppie, 2006). Por otro lado, y como ya se ha comentado en párrafos anteriores, los pliegues cónicos también se pueden formar debido a la interferencia de pliegues (Ramsay, 1962; Wilson, 1967). Es esta forma de adquirir la geometría cónica la que resulta de especial interés para este capítulo.

Los orógenos curvados son uno de los posibles marcos geológicos en los que se pueden formar pliegues cónicos, ya que la deformación se produce debido a la rotación diferencial alrededor de un eje vertical de estructuras geológicas previamente formadas. Este proceso afecta a una multitud de superficies con infinidad de orientaciones debidas al proceso orogénico anterior al plegamiento oroclinal.

3.2 Metodología y procesamiento de datos

La geometría de un pliegue cónico se caracteriza por la dirección y cabeceo de su eje, así como por el ángulo entre la generatriz de la superficie cónica y el eje, conocido como ángulo semiapical y abreviado comúnmente como " $\alpha/2$ " (Wilson, 1967, Pueyo *et al.*, 2003). Un pliegue cilíndrico perfecto no es más que un caso especial de pliegue cónico en el que el ángulo $\alpha/2$ es de 0° . Como se ha señalado anteriormente, la forma más sencilla de identificar y analizar los pliegues cónicos en la naturaleza es a través de la proyección estereográfica de los polos de la superficie plegada, ya sea la estratificación, foliaciones o cualquier otro tipo de superficie. Se trata de una construcción geométrica conocida como diagrama π , que nos permite conocer la dirección y cabeceo del eje del pliegue representado. Si la superficie es verdaderamente cónica la dispersión de los puntos se situará a lo largo de un círculo menor de la proyección estereográfica.

Sin embargo, ningún pliegue en la naturaleza es perfectamente cónico o cilíndrico y la dispersión de los polos nunca va a situarse de manera perfecta a lo largo de un círculo

Approaches to fitting planar data to a cone typically involve least squares minimisation of a function involving the direction cosines of poles to planes (Ramsay, 1967; Venkitasubramanian, 1971; Cruden and Charlesworth, 1972) and provide estimates for the orientation of the cone axis and the semi-apical angle. Problems associated with these initial methods were resolved by minimising the squares of the actual angular deviations (Kelker and Langenberg, 1982; Fisher *et al.*, 1987) making the minimisation problem non-linear and requiring iterative techniques to determine a solution. The problem may also be solved using the least eigenvector of the orientation matrix (Nidd and Ambrose 1971; Fisher *et al.*, 1987, p. 33) though this approach only works for symmetrical data sets with a semi-apical angle less than 45 degrees. Bingham's distribution on a sphere can be used to find the best-fit great circle to fold data forming a pair of, which is often the case for geological data (Kelker and Langenberg, 1976). Subsequently, using a transformation to spherical coordinates (Stockmal and Spang, 1982), a least-squares best fit was identified for the simulated data of Cruden and Charlesworth (1972). Methods able to cope with elliptical conical folds and statistical tests for distinguishing between circular and elliptical data have also been developed (Kelker and Langenberg, 1987, 1988). Mainstream statisticians have also shown an interest in this problem (Mardia and Gadsden, 1977; Rivest, 1999). Data presented in this paper have been fit using an implementation of the iterative algorithm presented by Fisher *et al.* (1987) p 140-143 which is based on the method of Mardia and Gadsden (1977) and the improved least-squares algorithm of Gray *et al.* (1980). This method is robust to non-symmetrical data and has been proven to provide accurate solutions to different cases of real and simulated conical folds.

Data consisting of 578 strike and dip measurements were collected from bedding surfaces of Cambrian Limestones and Ordovician quartzites in the CZ and the eastern limit of the WALZ for the geometric analysis of the map-scale folds because these units contain very few smaller folds that would yield data that could obscure large-scale geometries. To compare the data with folds generated in rocks that were not deformed prior to the orocline formation, data were collected in the post-orogenic Stephanian outcrops (Corrales, 1971; Colmenero *et al.*, 2008) around the boundary between the WALZ and the CZ. To obtain the best conical fit folds that have overturned limbs were projected in the lower hemisphere together with the data from the normal limbs .

In the CZ, data were collected in the Somiedo Unit (Fig. 3-1B), comprising two main thrust units, the Tameza thrust unit to the east and the Belmonte thrust unit to the west (Fig. 3-2). Within the latter unit, the data were subdivided into three subsets from areas with different initial orientations of the reference surfaces (bedding and thrust surfaces) and thereby resulting in different interference responses. The three areas are the Tameza thrust unit (Fig. 3-2) and the eastern and western parts of the Belmonte unit (Figs. 3-3 and 3-4 respectively; Fig. 3-5). The other two datasets are located in the easternmost part of the WALZ (Fig. 3-6 A and B) and the unconformable Stephanian outcrops (Fig. 3-6 B and C).

menor o mayor. Durante mucho tiempo, el ajuste de las nubes de polos a círculos mayores y menores se hacía de manera subjetiva, trazando un círculo que acomodase lo mejor posible a todos los puntos. Sin embargo, dada la naturaleza vectorial de los datos de orientaciones geológicas, se han desarrollado métodos matemáticos que pueden ajustar las mediciones, tanto a un círculo mayor como menor y que, además, pueden cuantificar lo adecuado que resulta el ajuste calculado (e.g. Ramsay, 1967; Fischer *et al.*, 1987).

Los primeros intentos de ajustar datos planos (*i.e.* proyectados en la falsilla estereográfica) estaban basados en aplicar el método de mínimos cuadrados a una función de los cosenos principales de los polos (Ramsay, 1967; Venkitasubramanyan, 1971; Cruden y Charlesworth, 1972). Este tipo de ajustes proporcionaban estimaciones del eje de los pliegues y podían calcular ángulos semiapicales para pliegues cónicos; sin embargo, las estimaciones no eran demasiado precisas. Los problemas asociados con estos métodos iniciales se resolvieron mediante la aplicación del método de los mínimos cuadrados a las desviaciones angulares reales en lugar de a los cosenos (Kelker y Langenberg, 1982; Fisher *et al.*, 1987), con el inconveniente de ser un método iterativo, algo que gracias a los avances informáticos ha dejado de ser un problema. No obstante, varios de los programas más conocidos como *Stereonet* o *Georient* no fueron capaces de ajustar adecuadamente los polos de los planos proyectados a círculos menores con casos prácticos reales y teóricos. Los datos presentados en este capítulo han sido ajustados con una nueva implementación en *Matlab* del algoritmo iterativo presentado por Fisher *et al.* (1987, p. 140-143), que se basa en el método de Mardia y Gadsden (1977), además de una mejora de los mínimos cuadrados al algoritmo de Gray *et al.* (1980). Este es un método robusto que ha demostrado proporcionar soluciones precisas para los diferentes casos de pliegues cónicos reales y simulados.

Para realizar el análisis geométrico de la interferencia de pliegues en el núcleo del oroclinal Ibero Armónico se estudiaron 578 estaciones en las cuales se tomaron entre 8 y 15 medidas de dirección y buzamiento en superficies de estratificación, tanto en las unidades occidentales de la zona Cantábrica como en el límite oriental de la zona Asturoccidental-Leonesa. La mayoría de estas medidas se tomaron en la caliza de Láncara-Vegadeo (Cámbrico) y en la cuarcita de Barrios-Serie de los Cabos (Ordovícico Inferior). Estas formaciones fueron seleccionadas porque apenas presentan pliegues menores y, si no existen posibilidades de discriminación, podrían aportar datos que complicarían el análisis de las geometrías de mayor escala. Además, para comparar estos datos con los pliegues generados en rocas no deformadas anteriormente a la formación del oroclinal (Pastor-Galán *et al.*, 2011), se recogieron datos en los afloramientos Estefanienses (Corrales, 1971; Colmenero *et al.*, 2008) que se sitúan alrededor del límite entre la zona Cantábrica y la zona Asturoccidental-Leonesa. Para obtener el mejor de los ajustes, los flancos invertidos de los pliegues se proyectaron en el hemisferio inferior junto con los datos de los flancos normales.

Las estaciones estudiadas de la zona Cantábrica se sitúan dentro de la unidad de Somiedo (Fig. 3-1) entre dos de las unidades cabalgantes más importantes: la escama de Tameza hacia el este y la escama de Belmonte hacia el oeste (Fig. 3-2, 3-3, 3-4). En la escama de Belmonte los datos han sido divididos en dos secciones cuyas superficies de referencia

3.3 Fold description

Conical folds in the Somiedo unit

The Somiedo unit contains two sets of thrusts : the first generation with a detachment level in the Cambrian limestone, roots to the west into the Neoproterozoic rocks of the NA, and large displacements of tens of km; and the second generation, out-of-sequence thrusts with much smaller displacements (Bastida, *et al.*, 1986; Heredia, 1984; Bastida and Gutiérrez-Alonso, 1989) and formed during second-stage thrusting in the Cantabrian Zone (Pérez-Estaún *et al.*, 1991) or orocline formation (Alonso *et al.*, 2009). The Tameza and Belmonte thrust units (Fig. 3-2B and 3B) were passively folded into a large synform named the Los Lagos synform, during development of the antiformal stack to the west, in the NA.

Two different fold sets are recognized in the Somiedo unit (Julivert and Marcos, 1973). The thrust-parallel set, or longitudinal set, contains the classical thin-skinned foreland fold-and-thrust structures (*e.g.* Dahlstrom, 1969). These folds are cylindrical and have horizontal or sub-horizontal axes, for example, the Viyazón-Reigada syncline (Fig. 3-7).

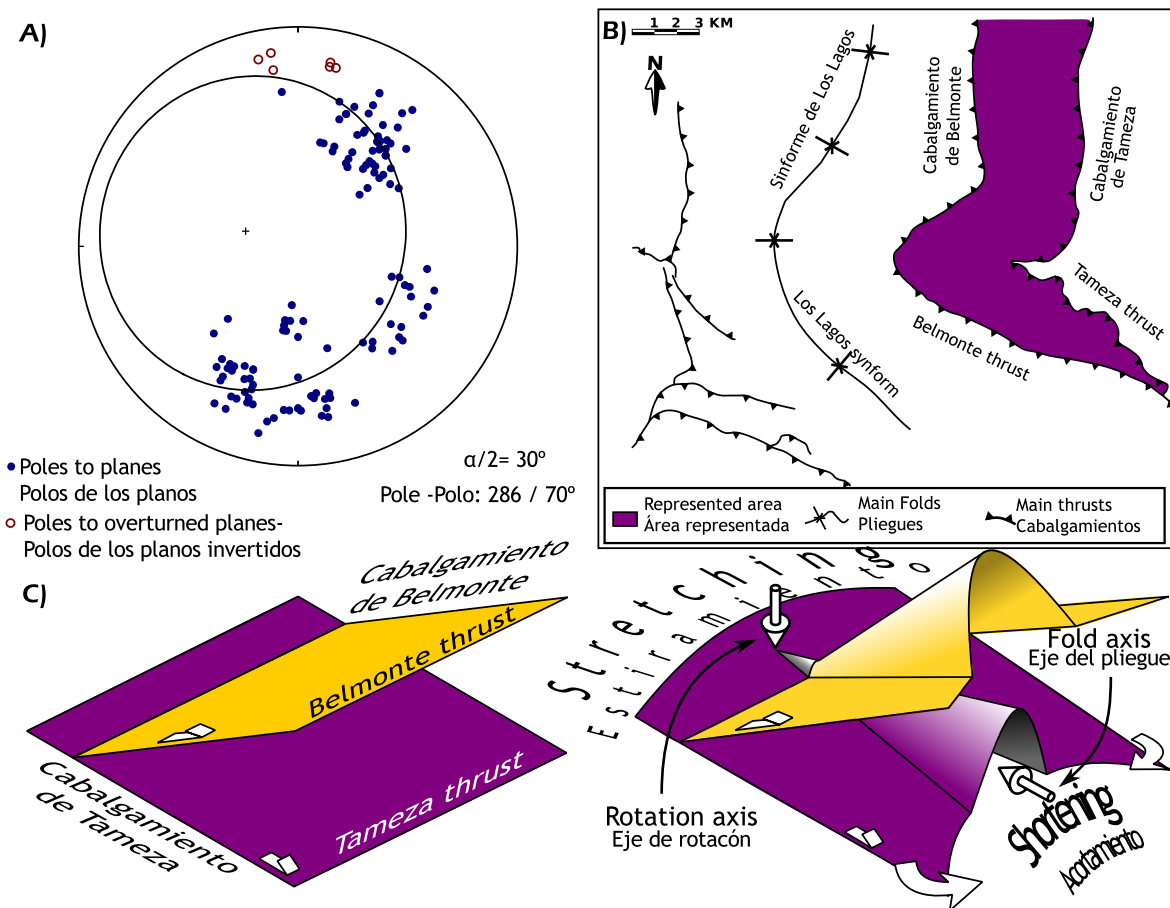


Fig. 3-2: A) Poyección estereográfica de los datos de la escama de Tameza. En ellos se observa una geometría cónica con un ángulo semi-apical de 30° y una orientación del eje $286^\circ/70^\circ$. B) Localización de la escama de Tameza en la unidad de Somiedo. C) Interpretación de cómo se pudieron formar las superficies cónicas observadas en la unidad de Somiedo.

Fig. 3-2: A) Stereographic projection of the data from the Tameza thrust unit depicting a conical shape with a semi-apical angle of 30° and an axis trace orientation of $286^\circ/70^\circ$. B) Location of Tameza Thrust unit in the Somiedo Unit. C) Interpretation of the formation of the two conically folded thrust surfaces in the Somiedo unit.

(i.e. planos de estratificación y de cabalgamiento) presentaban distintas orientaciones inicial y, por consiguiente, resultaron en distintos patrones de interferencia: la zona este y la zona oeste (Figs. 3-3 y 3-4 respectivamente y Fig. 3-5). Los otros dos conjuntos de datos se tomaron en la zona este de la zona Asturoccidental-Leonesa (Fig. 3-6A y B) y en los afloramientos discordantes Estefanienses (Fig. 3-6B y C).

3.3 Descripción de los pliegues

Pliegues cónicos en la unidad de Somiedo

La unidad de Somiedo contiene dos conjuntos de cabalgamientos:

- a) Una primera generación con un nivel de despegue situado en la formación Láncara que se enraíza en las rocas Neoproterozoicas del Antiforme del Narcea hacia el oeste y presenta un desplazamiento de decenas de kilómetros (Bastida, *et al.*, 1986; Heredia, 1984; Bastida y Gutiérrez-Alonso, 1989).
- b) Una segunda generación de cabalgamientos que se emplazaron fuera de secuencia y con desplazamientos mucho menores que la primera generación (Bastida, *et al.*, 1986; Heredia, 1984; Bastida y Gutiérrez-Alonso, 1989). Se formó durante un segundo episodio de cabalgamiento en la zona Cantábrica (Pérez-Estaún *et al.*, 1991) y, recientemente, se ha interpretado como probablemente relacionado con la formación del oroclinal (Alonso *et al.*, 2009).

Las escamas de Tameza y Belmonte (Figs. 3-2 y 3-3) fueron plegadas pasivamente en un gran sinforme conocido como sinforme de Los Lagos durante el desarrollo del apilamiento antiformal que dio lugar al Antiforme del Narcea hacia el oeste (*e.g.* Gutiérrez-Alonso, 1992).

También se han reconocido en la unidad de Somiedo dos grupos de pliegues (Julivert y Marcos, 1973; Bastida *et al.*, 1984):

- a) El primero de ellos discurre paralelo a los cabalgamientos y es normalmente llamado “grupo longitudinal”. Este grupo contiene las estructuras clásicas encontradas en cinturones de pliegues y cabalgamientos deformados mediante tectónica epidérmica (*thin-skinned*; *e.g.* Dahlstrom, 1969). Estos pliegues son cilíndricos o muy próximos a dicha geometría y sus ejes discurren horizontales o subhorizontales. En la Figura 3-7 se expone un ejemplo de uno de estos pliegues, el sinclinal de Viyazón-Reigada. No obstante, la presencia de rampas laterales, como la que se puede observar en la terminación de la escama de Tameza bajo la escama de Somiedo (Figs. 3-5 y 3-8), hace que la geometría de la zona Cantábrica previa al plegamiento oroclinal no fuera perfectamente cilíndrica (Bastida y Castro, 1988; Gutiérrez-Alonso, 1992), aunque un modelo cilíndrico es la mejor aproximación.
- b) El segundo grupo incluye una serie de pliegues cuyas trazas axiales discurren de manera radial al trazado de los cabalgamientos y los pliegues longitudinales; es decir, es un grupo radial al trazado general del oroclinal Cantábrico. Estos pliegues deformaron todas las estructuras previas y modificaron de forma importante la

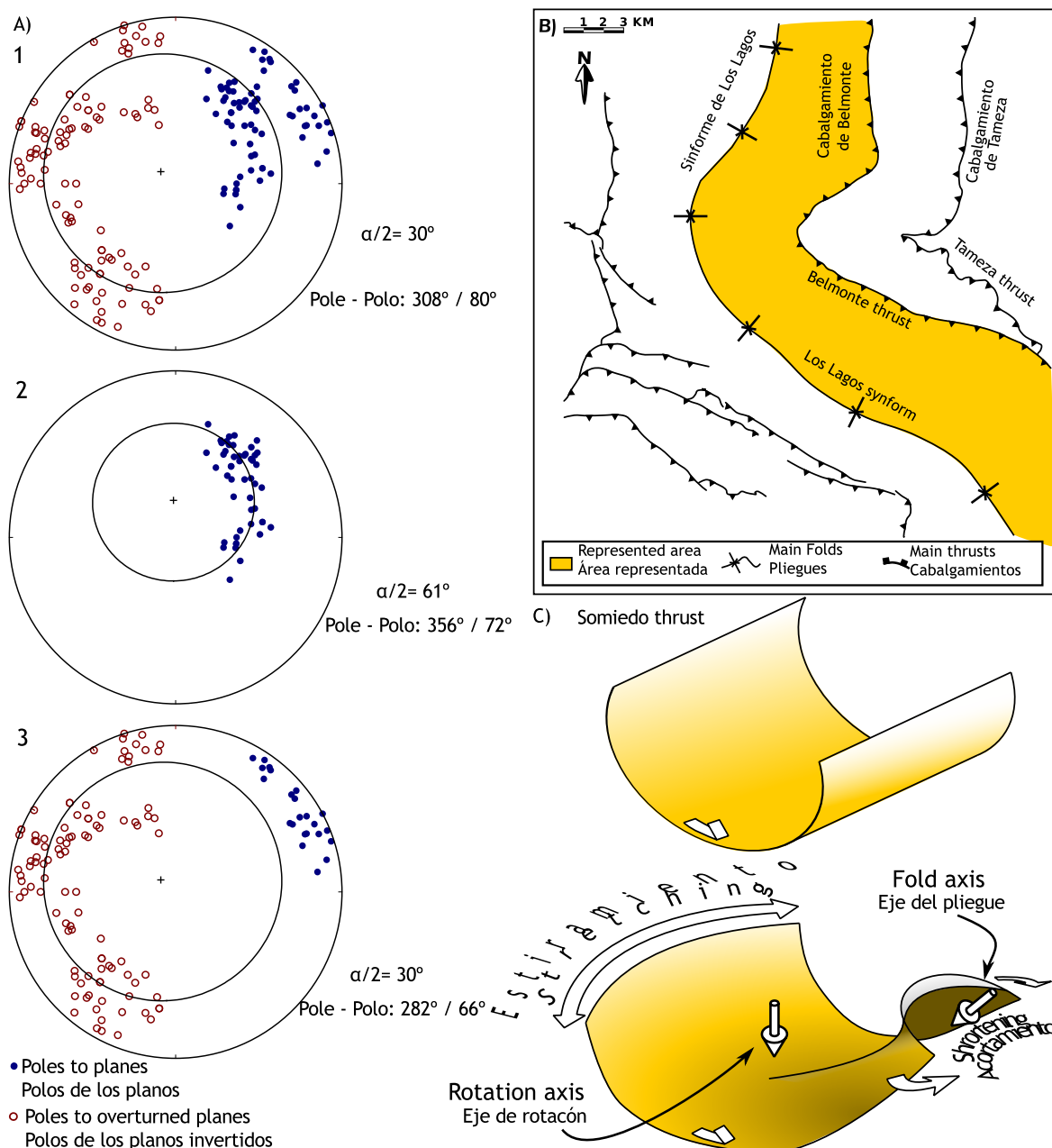


Fig. 3-3: A) Proyección estereográfica de los datos del flanco oriental del sinforme de Los Lagos. 1) Todos los datos proyectados muestran una morfología cónica con un ángulo de 30° y una orientación del eje de $308^\circ/80^\circ$. 2) Datos de los flancos del pliegue con dirección de eje este-oeste ($\alpha/2 = 61^\circ$; axis = $356^\circ/72^\circ$). 3) Datos del ápice ($\alpha/2 = 30^\circ$; axis = $282^\circ/66^\circ$). B) Situación del flanco este del sinforme de Los Lagos. C) Interpretación de cómo se formó una superficie cónica como la observada en una superficie con forma de pliegue cilíndrico.

Fig. 3-3: A) Stereographic projection of the data from the eastern limb of the Los Lagos synform. 1) All data, data depict a cone with a semi-apical angle of 30° and an axis orientation of $308^\circ/80^\circ$. 2) Data from the limbs of the E-W-trending fold ($\alpha/2 = 61^\circ$; axis = $356^\circ/72^\circ$). 3) And data taken on the cone apex ($\alpha/2 = 30^\circ$; axis = $282^\circ/66^\circ$). B) Location of the eastern limb of Los Lagos synform in the Somiedo unit, where the yellow area provided the data in the stereographic projections. C) Interpretation of the formation of conical fold in a bedding surface already recording a cylindrical fold.

The second radial set deformed all the previous structures, strongly modifying the geometry of the Somiedo unit and, in general, the entire foreland fold-and-thrust belt, producing an asymmetric structural pattern in both flanks of the unit. Six major radial folds with different amount of shortening are recognized in the Somiedo unit (Fig. 3-8; Julivert

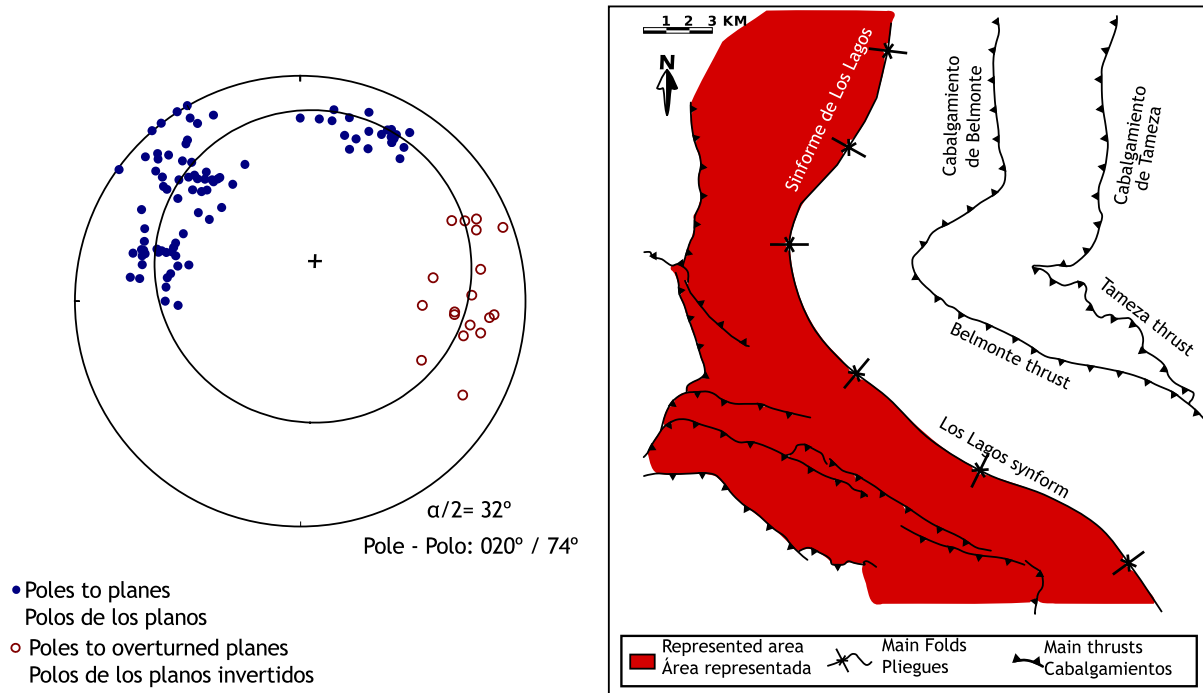


Fig. 3-4: Poyección estereográfica de los datos del flanco oeste del sinforme de Los Lagos y su localización dentro de la unidad de Somiedo. La geometría de este flanco es de $\alpha/2 = 30^\circ$ y la orientación del eje $020^\circ/74^\circ$.

Fig. 3-4: Stereographic projection of the data from western limb of the Los Lagos synform and location of this limb in the Somiedo unit showing an $\alpha/2 = 32^\circ$ and axis orientation of $020^\circ/74^\circ$.

geometría de la unidad de Somiedo en particular y, en general, de todo el cinturón de pliegues y cabalgamientos. De esa manera produjo un patrón estructural asimétrico en ambos flancos de la unidad de Somiedo en la que se reconocen al menos seis pliegues radiales de escala cartográfica que acomodaron distintas cantidades del acortamiento (Fig. 3-8; Julivert y Marcos, 1973; Weil *et al.*, 2000).

Todos estos pliegues radiales se localizan en el flanco este de la unidad de Somiedo y además sus trazas axiales no sobrepasan la traza axial del sinforme de los Lagos con la excepción de los dos más situados al sur (Fig. 3-8). Por otro lado, el sector occidental de la unidad de Somiedo, que se corresponde con el flanco oeste del sinforme de Los Lagos, muestra un solo plegamiento de gran longitud de onda (Figs. 3-4, 3-5, 3-6, 3-8).

La presencia de rampas laterales como las comentadas, hace que muchos de los pliegues radiales cónicos se hayan podido nuclear en las mismas y presenten geometrías complejas, incluyendo flancos subverticales o incluso invertidos debido a la amplificación de los pliegues de recubrimiento asociados a estas rampas. Ejemplos equivalentes de pliegues radiales amplificados coincidentes con rampas laterales se han descrito en la región situada inmediatamente al norte de la estudiada en este capítulo (Bastida y Castro, 1988) o por ejemplo en la región del Ponga (unidad de Bodón-Ponga; Álvarez-Marrón y Pérez-Estaún, 1988; Weil, 2006).

De entre los pliegues radiales observados en la unidad de Somiedo, el que presenta una orientación este-oeste, situado en el centro de la unidad, es el que produce una curvatura cartográfica de las estructuras previas más prominentes y sin embargo, este

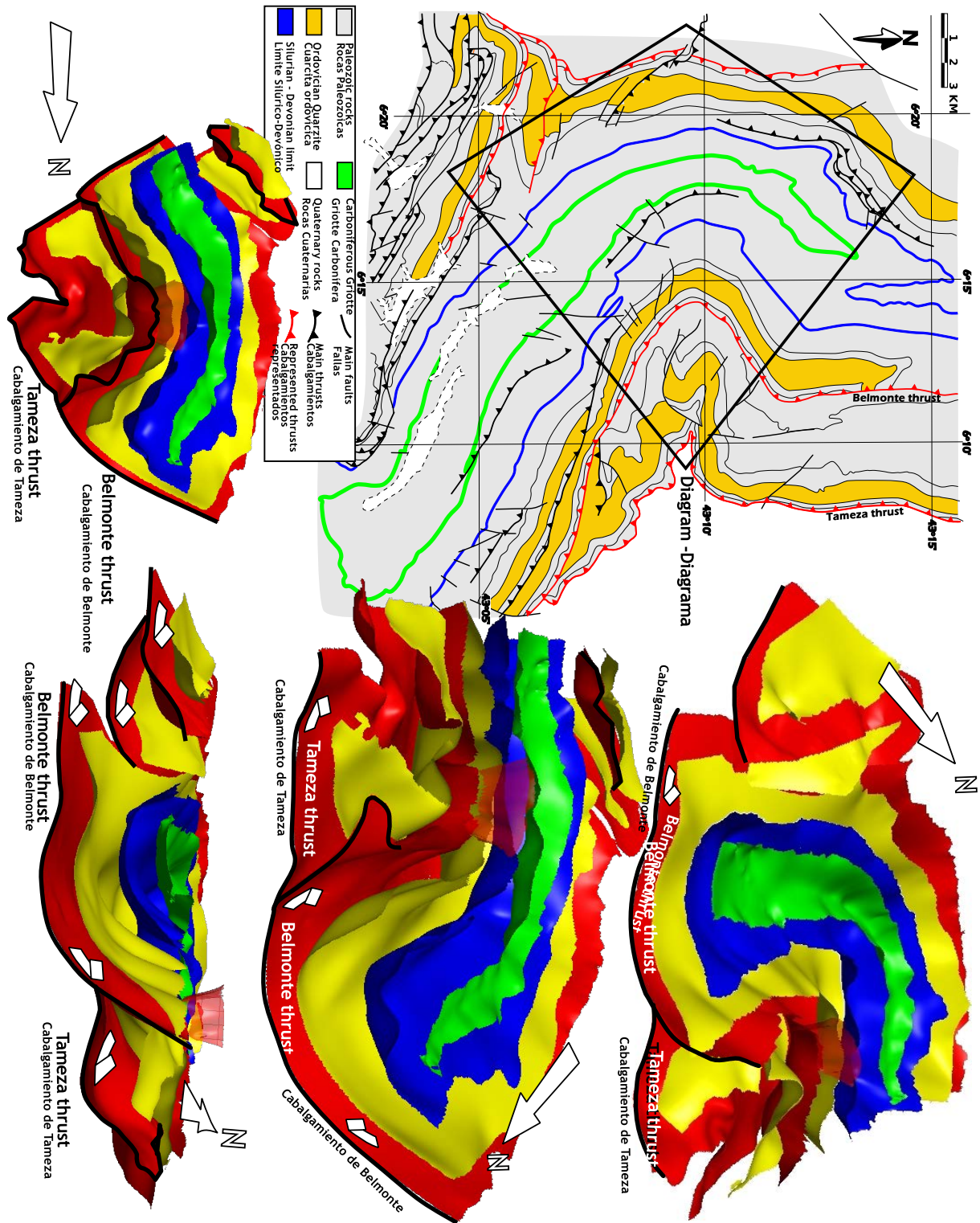


Fig. 3-5: Diagrama que muestra la geometría cónica de la unidad de Somiedo desde cuatro puntos de vista distintos. En ellos se marca el norte como referencia a la hora de comparar con el mapa. Para una vista en 3D interactiva consultar el Anexo D3.

Fig. 3-5: Diagrams illustrating conical fold geometry for four different views with map showing position of the diagram. North arrow in diagrams and map for relative reference between them. For an interactive 3D view of the diagram see the Anexo D3.

pliegue se desvanece antes de llegar a la traza axial del sinforme de Los Lagos (Figs. 3-2, 3-3 y 3-8). En la escama de Tameza, este pliegue radial produce una forma cónica con un ángulo semiapical de 30° , cuyo cabeceo es de 70° hacia el oeste (Fig. 3-2A). Este mismo pliegue presenta una geometría cónica similar en el flanco este del sinforme de Los Lagos con un ángulo $\alpha/2 = 30^\circ$ y un cabeceo algo más próximo a la vertical, de alrededor de 80° hacia el noroeste (308°) (Fig. 3-3A-1). No obstante, la geometría del pliegue cónico en este último caso es más complicada. El ajuste se comprende mejor cuando se analizan los datos tomados lejos de la terminación cartográfica del pliegue cónico (Fig. 3-3A-2) de los que se recolectaron su proximidad (Fig. 3-3A-3). Al separar los datos se obtienen dos geometrías cónicas distintas: por un lado, las zonas alejadas del ápice describen un cono con un ángulo semiapical de 61° y un eje con un cabeceo de 71° hacia el norte (Fig. 3-3A-3); por otro, el

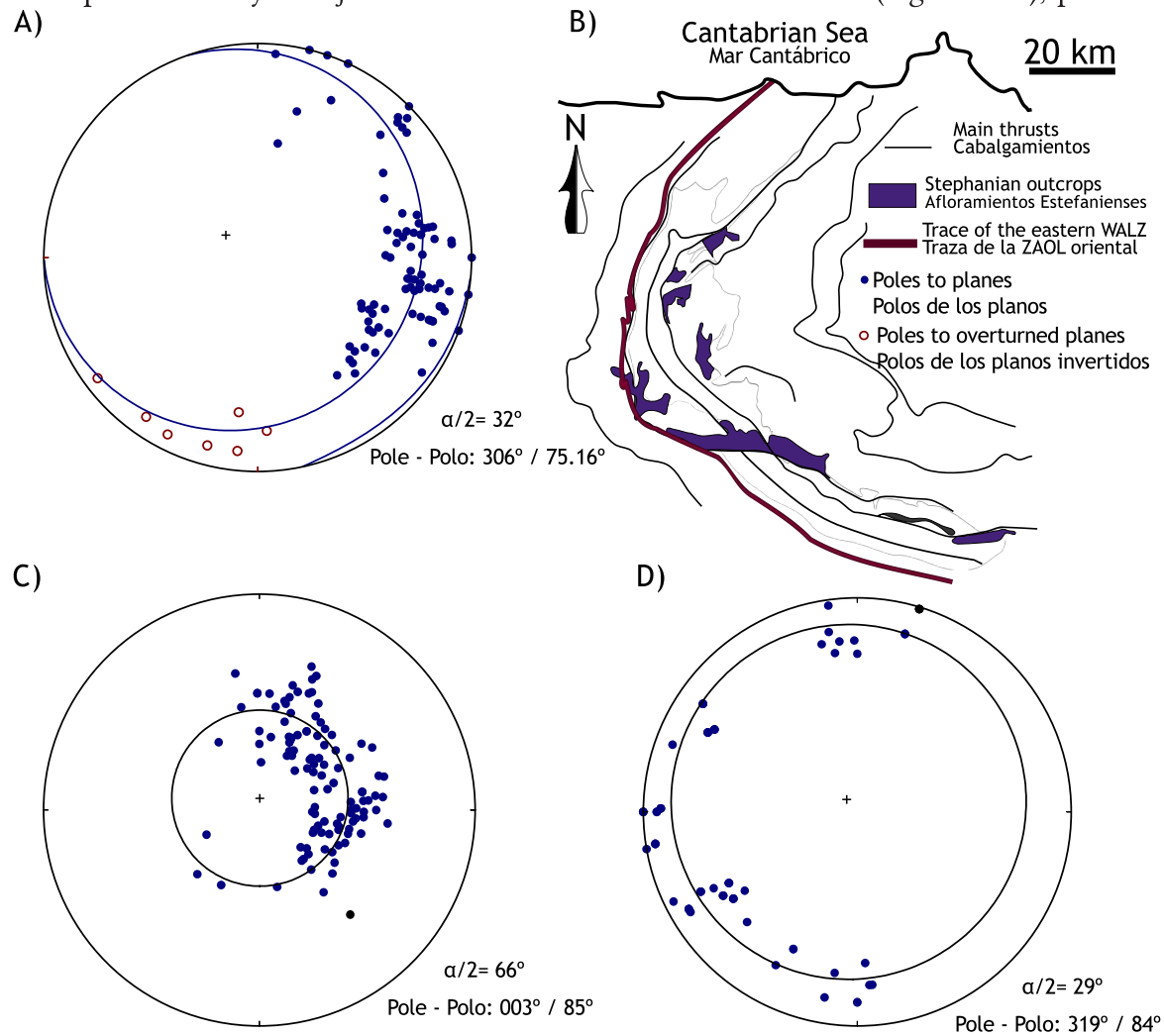
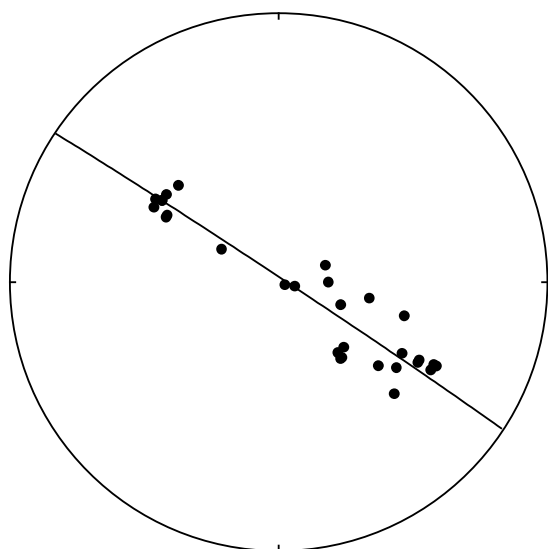


Fig. 3-6: A) Poyección estereográfica de los datos del sector oriental de la zona Asturoccidental-Leonesa en el que muestra un ángulo semiapical de 32° y una orientación de eje de $306^\circ/75^\circ$. B) Traza de las rocas estudiadas en el sector oriental de la zona Asturoccidental-Leonesa y localización de los afloramientos estefanienses. C) Proyección estereográfica de los flancos que menos buzan de los sinclinales Estefanienses ($\alpha/2 = 66^\circ$; eje subvertical). D) Proyección estereográfica de los flancos más inclinados de dichos sinclinales en que presentan un ángulo semiapical menor (29°) y un eje también subvertical.

Fig. 3-6: A) Stereographic projection of data from the eastern West Asturian Leonese Zone showing a semi-apical angle of 32° and an axis orientation of $306^\circ/75^\circ$. B) Location of the trace of the eastern WALZ and the Stephanian outcrops. C) Stereographic projection of the less steep limb of the Stephanian synclines showing a conical morphology with a subvertical plunging axis and a larger semi-apical angle (66°). D) Stereographic projection of the steeper flank of the Stephanian synclines depicting a smaller semi-apical (29°) angle and a subvertical axis.



Fold Axis - Eje del pliegue = $213^{\circ} / 01^{\circ}$

Fig. 3-7: Fotografía del sinclinal de Viyazón-Reigada, uno de los pliegues longitudinales, con la proyección estereográfica de las medidas tomadas allí que muestra su geometría cilíndrica y su eje subhorizontal.

Fig. 3-7: Photograph of the Viyazón-Reigada syncline, one of the longitudinal folds and the stereographic projection showing its cylindrical shape and subhorizontal axis.

cone axis, 66° towards the west with a semiapical angle of 30° (Fig. 3-3A-3), as compared to data measured away from the cone apex (Fig. 3-3A-2) with a cone axis plunging 71° towards the north and a very different semiapical angle of 61° .

The presence of lateral ramps, for example the termination of the Tameza sheet under the Somiedo sheet (Fig. 3-8), complicates the ideal cylindrical geometry (Gutiérrez-Alonso, 1992), some of the conical folds have complex forms, including slightly overturned or subvertical flanks where shortening is large, due to fold amplification. Equivalent examples of amplified folds coincident with lateral ramps have been described immediately north of the studied region (Bastida and Castro, 1988) and also to the east in the Ponga region (Alvarez Marrón and Pérez Estaún, 1988; Weil, 2006).

In the western flank of the Somiedo Unit, which corresponds with the western limb

and Marcos, 1973, Weil *et al.*, 2000). All these radial folds are localized in the eastern flank of the Somiedo unit, but only the two southern folds crosscut the axial trace of the longitudinal Los Lagos synform (Fig. 3-8). On the other hand, in the western flank of the Somiedo Unit, in the western limb of the Los Lagos synform, while the rocks are refolded by the host fold to the six radial folds, they do not deform the limb. (Figs. 3-4, 3-5, 3-6, 3-8).

The E-W-trending fold produces a sharper bend in the cartographic trace of the thrust surfaces even though the folds does not crosscut the axial plane of the Los Lagos synform (Figs. 3-2, 3-3 and 3-8).

In the Tameza thrust unit, the radial fold produces a conical shape with a semiapical angle of 30° and axis plunging 70° towards the west (Fig. 3-2A). In the eastern flank of the Los Lagos synform, which base is the Belmonte thrust, is also conical (Fig. 3-3A-1) with a similar 30° semiapical angle, but with an axis plunging 80° towards a more northwest direction (308°). In the latter case, the cone shape is more complex and the fit, is better understood when the data are divided into data collected far from the cone apex (Fig. 3-3A-2) and data collected near the cone apex (Fig 3A-3). Data near the cone apex exhibits a slightly shallower plunging

ápice del cono presenta un cabeceo del eje más tendido (66°) hacia el oeste y un ángulo $\alpha/2 = 30^\circ$.

En el flanco oeste del sinforme de Los Lagos, situado en el sector oeste de la unidad de Somiedo, tan solo aparece un pliegue radial de mucha mayor longitud de onda, cuya traza es la del propio oroclinal Cantábrico. Este pliegue también presenta una geometría cónica cuyos parámetros son $\alpha/2 = 31^\circ$ y el cabeceo de su eje = 75° , aunque esta vez hacia el noreste (Fig. 3-4). Esta geometría es debida a que el citado flanco está situado en el arco externo respecto al eje de rotación del oroclinal Cantábrico (Figs., 3-3C y 3-4), por lo cual no tuvo que acomodar tanto acortamiento, mientras que la orientación contraria de su eje es debida a que los estratos en este flanco del pliegue buzaban inicialmente hacia el este.

La interpretación que se da en esta tesis para el grupo radial de pliegues es que son el resultado de la rotación de eje vertical ocurrida durante el plegamiento oroclinal del oroclinal Ibero Armoricano. Así, las estructuras existentes habrían sido plegadas de manera cónica con diferentes orientaciones de los ejes y ángulos semiapicales en función de su orientación inicial, desde superficies subhorizontales como podría ser el despegue de la unidad de Somiedo, hasta las superficies con buzamiento hacia el oeste (Figs. 3-2C y 3C) donde se concentran las interferencias más complejas.

Los pliegues longitudinales y radiales en la unidad de Somiedo definen un patrón de interferencia de Ramsay (1967) de tipo 2; o bien, si utilizamos la clasificación de Gosh *et al.* (1992, 1993), el patrón de interferencia corresponde con los modos 3 y 4. Por otro lado, el patrón cartográfico no muestra dibujos de “setas” sino más bien unas formas alargadas que Julivert y Marcos (1973) denominaron *worms* (gusanos). Esto es debido a que los ejes de los pliegues son subverticales.

En la Figura 3-5, cuatro bloques diagramas sintetizan la geometría de la sección estudiada de la unidad de Somiedo. Además en el Anexo 1 dentro de la aplicación con contenidos dinámicos, y de forma individualizada en el Anexo 3, se encuentra el bloque diagrama en 3D en el que están basadas las imágenes de la figura 3-5. Este diagrama se construyó con el programa PETREL, desarrollado por Schlumberger, a partir de varios cortes geológicos seriados construidos tanto de forma radial (perpendicular a las principales estructuras Variscas) como en dirección norte-sur teniendo en cuenta todos los datos obtenidos en campañas de campo y los presentes en trabajos previos (Bastida *et al.*, 1984; Bastida y Gutiérrez-Alonso, 1989; Gutiérrez-Alonso, 1992).

Geometría de la zona este de la zona Asturoccidental-Leonesa

En la zona Asturoccidental-Leonesa, al oeste del antiformal del Narcea, se puede seguir alrededor del oroclinal Cantábrico un afloramiento de las rocas del Paleozoico Inferior que es casi continuo y de unos 200 kilómetros de longitud (Fig. 3-6B). En este afloramiento se ha analizado la orientación y buzamiento de la estratificación alrededor del oroclinal Cantábrico y la geometría resultante ha resultado ser de gran similitud a la observada en el ala oeste de la unidad de Somiedo. En el estereograma de la Figura 3-6B se muestra cómo la geometría de este pliegue es cónica, el valor de su ángulo semiapical (32°)

of the Los Lagos synform, the radial fold set is represented by a single fold that has much a larger wavelength and can be traced through the whole Cantabrian Arc close to its axial trace. The shape of this fold is also conical with a semiapical angle close to the values obtained in the eastern flank (31°) and similar axial plunge (75°) but in this case, towards the northeast (Fig. 3-4). It is interpreted that this difference is principally due to the position of this flank in the outer zone with respect to the rotation axis of the Cantabrian Arc (Figs. 3-3C and 3-4) and also to an initially different bedding attitude, dipping towards the east.

The interference between the longitudinal and radial folds in the Somiedo unit define a type 2 interference pattern of Ramsay (1967), or the third and fourth mode according to Ghosh *et al.*, (Ghosh *et al.*, 1992, 1993). Given that the axes of the radial set are sub-vertical, the interference patterns draw “worms” instead of “mushrooms” (Jullivert and Marcos, 1973).

The overall refold geometry of the Somiedo unit is shown in Figure 5 and the 3D interactive model PDF file in the Anexo D3. This diagram was constructed from serial crossed sections based on the data collected in this study and previous work (Bastida *et al.*, 1984; Bastida and Gutiérrez-Alonso, 1989; Gutiérrez-Alonso, 1992) using the PETREL software.

It is interpreted these folds to be the result of a vertical axis rotation during the orocline buckling process that formed the Cantabrian Arc. Hence, the sub-horizontal non-outcropping basal detachment of the Somiedo Thrust and all the west-dipping-related imbricated thrust sheets folded conically with different axes and semiapical angles (Figs. 3-2C and 3-3C).

Geometry of eastern WALZ

West of the NA, in the WALZ, the lower Paleozoic sedimentary rocks can be traced almost continuously depicting the curvature of the Cantabrian Arc for more than 200 km (Fig. 3-6B). It has been analyzed the bedding attitude around the bend and the results show great similarity with those obtained for the western flank of the Somiedo unit. As can be observed in the stereonet of Figure 6A, the data fit a conical geometry with a semiapical angle of 32° and an axis plunging 75° towards the northwest due to its initial orientation. It is interpreted that the origin of this conical fold is identical to that of the western flank of the Somiedo unit except that its oppositely dipping initial orientation resulted in the different plunge for the conical fold axis.

Geometry of the Stephanian basins

To compare the fold geometry in the pre-orocline rocks to the fold geometry to rocks deposited during oroclinal formation, the Stephanian continental deposits were also investigated. The synforms have eastern-shallow-dipping limbs towards the core of the arc, and a western, steep to overturned, limbs away from the core.

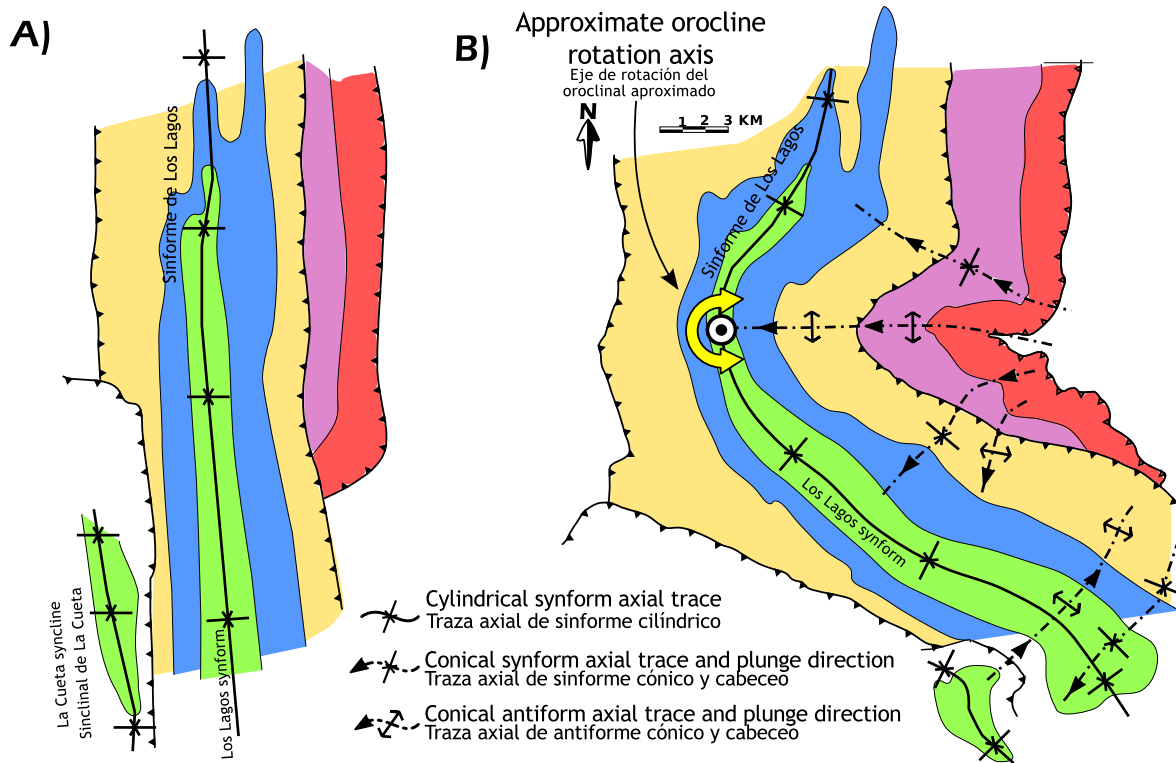


Fig. 3-8: A) Mapa esquemático de la estructura de la unidad de Somiedo antes del plegamiento oroclinal. B) Mapa esquemático de la geometría actual de la unidad de Somiedo en el que se muestran las trazas de los distintos pliegues radiales y longitudinales. Los pliegues con dirección axial este-oeste acomodaron una mayor cantidad de acortamiento mientras que los pliegues que muestran geometrías más abiertas acomodaron mucho menos.

Fig. 3-8: A) Schematic map of the Somiedo unit structure prior to the oroclinal buckling. B) Schematic map of the present-day Somiedo unit showing the axial traces of the longitudinal and radial folds. Folds with an E-W axial trace have the greatest shortening, where most of the differential rotation took place within the studied thrust units. More open folds are present where much less differential rotation is in evidence.

y la orientación y cabeceo de su eje (75° al noroeste). El origen de este pliegue es idéntico al observado en el flanco oeste del sinforme de Los Lagos. Y al igual que en el caso anterior, la orientación y cabeceo del eje están en función de la tendencia y buzamiento originales de los estratos.

Geometría de los afloramientos Estefanienses

Se han investigado estos afloramientos Estefanienses. El objetivo de dicha investigación ha sido comparar la geometría que produjo el plegamiento oroclinal en las rocas previamente deformadas durante el Varisco con la geometría que obtuvieron las rocas sedimentadas durante la formación del oroclinal. Las rocas Estefanienses afloran en sinformes que fueron producidos pasivamente (Alonso, 1989) durante la formación del oroclinal (ver Capítulo 1). Todos estos sinformes presentan un flanco este-noreste que buza ligeramente hacia el exterior del oroclinal y un flanco oeste-suroeste muy inclinado y a veces invertido que buza hacia el interior del oroclinal Cantábrico.

Both flanks of the Stephanian outcrops were plotted separately and describe two different conical folds with subvertical axes, *ca.* 85° (Fig. 3-6C). The eastern flank describes a large semiapical angle (66°) (Fig. 6C-1), whereas the western flank shows a cone (Fig. 3-6C-2) with an apical angle very similar to the outer section of the Somiedo unit (*i.e.* 30°, Fig. 4) and the eastern WALZ (Alonso 1989).

3.4 Interpretation of the folded surfaces

The fold interference patterns of the Cantabrian Arc help to understand the mechanisms of folding in the uppermost crust during an orocline buckling process. Conical folds deform rocks such that lines initially parallel to the future cone axis, will no longer be parallel to the cone axis as the fold develops. Consider a situation where a layer is deforming under the action of a rotation about some axis, then a conical fold develops when the rotation axis is not parallel to the layer. The semiapical angle for the fold increases as the angle between rotation axis and the pole to the layer decreases and reaching a maximum value when the rotation axis and pole are parallel (Fig. 3-9 and 10). On the other hand, if the rotation axis is normal to the pole to the layer, then a cylindrical fold develops.

When a horizontal or sub-horizontal layer is folded by a rotation axis at low angles to its pole together with tangential longitudinal strain mechanism (Ries and Shackleton, 1976), two different structural regimes appear. Those portions of the reference surface located in the inner arc of the fold become shortened and develop radial conical folds with sub-horizontal axes plunging towards the rotation axis. In contrast, the portions of the reference surface in the outer arc undergo stretching, which when an initial slope is present yields a large wavelength fold with a conical geometry (Ramsay, 1967 pp.490-517). The difference in behaviour of the outer arc as a function of the absence or presence of a dipping surface is illustrated by comparing Figure 9 without the dip and Figure 10 with the dip and the large wavelength fold.

In the Cantabrian Arc, the initial geometry is complicated by the existing Variscan fold and thrust belts that created a variety of surface geometries for inclusion in the subsequent conical folding. In the eastern portion of the Somiedo Unit, located in the inner arc, conical folds developed with axes plunging towards the rotation axis. In contrast, the western portion developed a large wavelength, vertical-axis cone (Figs. 3-5, 3-8, 3-10 and 3-11). Some conical folds may have nucleated at previous thrust-related lateral ramps (Bastida and Castro, 1988, Gutiérrez-Alonso, 1992), which provided a favourable location for the radial-fold development as is interpreted for easternmost thrust units within the Cantabrian Zone (Álvarez-Marrón and Pérez-Estaún, 1998; Weil, 2006).

The Cantabrian Arc is interpreted to have been produced by a vertical or near vertical-axis rotation of the Western Europe Variscan belt (Weil *et al.*, 2000; 2001; 2010) and longitudinal tangential strain has been proposed as the main mechanism of deformation (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004; 2008; Pastor-Galán *et al.*, 2012b), implying that every geologic surface with the exception of the initially vertical surfaces would be conically folded in both inner arc and outer arc.

Las medidas tomadas en cada flanco se proyectaron de manera separada. Aunque tanto la geometría del flanco este como del oeste resultaron cónicas con ejes subverticales (ca. 85°), cada uno de ellos presenta una conicidad distinta. Así, el flanco este presenta un $\alpha/2 = 66^\circ$ (Fig. 3-6C-1) mientras que el flanco occidental resultó en un ángulo semiapical menor (31°; Fig. 3-6C-2) muy similar al obtenido en el flanco oeste del sinforme de Los Lagos (Fig. 3-4) y en el este de la zona Asturoccidental-Leonesa (Fig. 3-6B).

3.4 Interpretación del patrón de interferencia

El patrón de interferencia de pliegues en el oroclinal Cantábrico es un buen ejemplo para entender los patrones de plegamiento que resultan en la corteza superior durante el plegamiento oroclinal alrededor de un eje vertical. Los pliegues cilíndricos se forman cuando el eje de rotación es perpendicular al polo de la capa. Por contra, cuando el eje de rotación no es perpendicular al polo de la capa que se deforma, se generarán pliegues cónicos, en cuyo caso el ángulo semiapical del pliegue formado será mayor cuanto menor sea el ángulo entre el eje de rotación que produce el pliegue y el polo de la capa. Así, cuando ambas líneas -el eje y el polo- sean paralelas, el ángulo semiapical será máximo (Figs. 3-9 y 3-10).

Cuando una superficie horizontal o subhorizontal se pliega mediante un mecanismo de deformación tangencial-longitudinal (Ries y Shackleton, 1976) alrededor de un eje de rotación que es subparalelo a su polo, se pueden observar dos regímenes estructurales. Toda aquella área de la superficie de referencia que está localizada en el arco interno se acortará y en consecuencia, desarrolla pliegues cónicos con ejes subhorizontales que cabecean hacia el eje de rotación (Figs. 3-2C y 3-9). Ocurre justo lo contrario en las zonas de la superficie de referencia situadas en el arco externo: estas se alargan. En el caso de que las superficies de referencia tengan una pendiente inicial, se generarán en el arco interno pliegues cónicos con ejes inclinados (Figs. 3-2C, 3-3C y 3-10), mientras que en el arco externo se generará un pliegue cónico con gran amplitud de onda (Ramsay, 1967 p. 490-517). La diferencia en comportamiento del arco interno y externo en función de ausencia o presencia de una pendiente inicial en la superficie de referencia se puede observar en las figuras 3-9 (sin pendiente inicial) y 3-10 (en el que la estructura inicial es un sinforme).

Antes de la formación del oroclinal Cantábrico la geometría ya era complicada debido al cinturón de pliegues y cabalgamientos que había sido generado durante la orogenia Varisca. Este cinturón de pliegues y cabalgamientos presentaba una gran variedad de superficies con distintas geometrías que complicaron la geometría final al generar una importante diversidad de superficies cónicas durante el subsiguiente plegamiento oroclinal. En el sector oriental de la unidad de Somiedo, la situada hacia el arco interno, se generaron una serie de pliegues cónicos cuyos ejes cabecean hacia el eje de rotación del oroclinal Cantábrico. Es posible que alguno de estos pliegues se nucleara en alguna de las rampas laterales formadas durante la orogenia previa (Bastida y Castro, 1988; Gutiérrez-Alonso, 1992), ya que suministran unas condiciones muy favorables para el desarrollo de los pliegues radiales como se ha interpretado en la unidad de Bodón-Ponga (Álvarez-Marrón y Pérez-Estaún, 1998; Weil, 2006). Mientras, y de forma opuesta, en el sector occidental de esta

Figure 11 and video 2 depict a simplified reconstruction of the geometry of the Cantabrian Arc in the Somiedo Unit. Figure 11A shows the geometry of the basal thrust of the Somiedo Unit in the Cantabrian zone, which can be compared with any other surface that was approximately horizontal prior to the orocline development, such as the

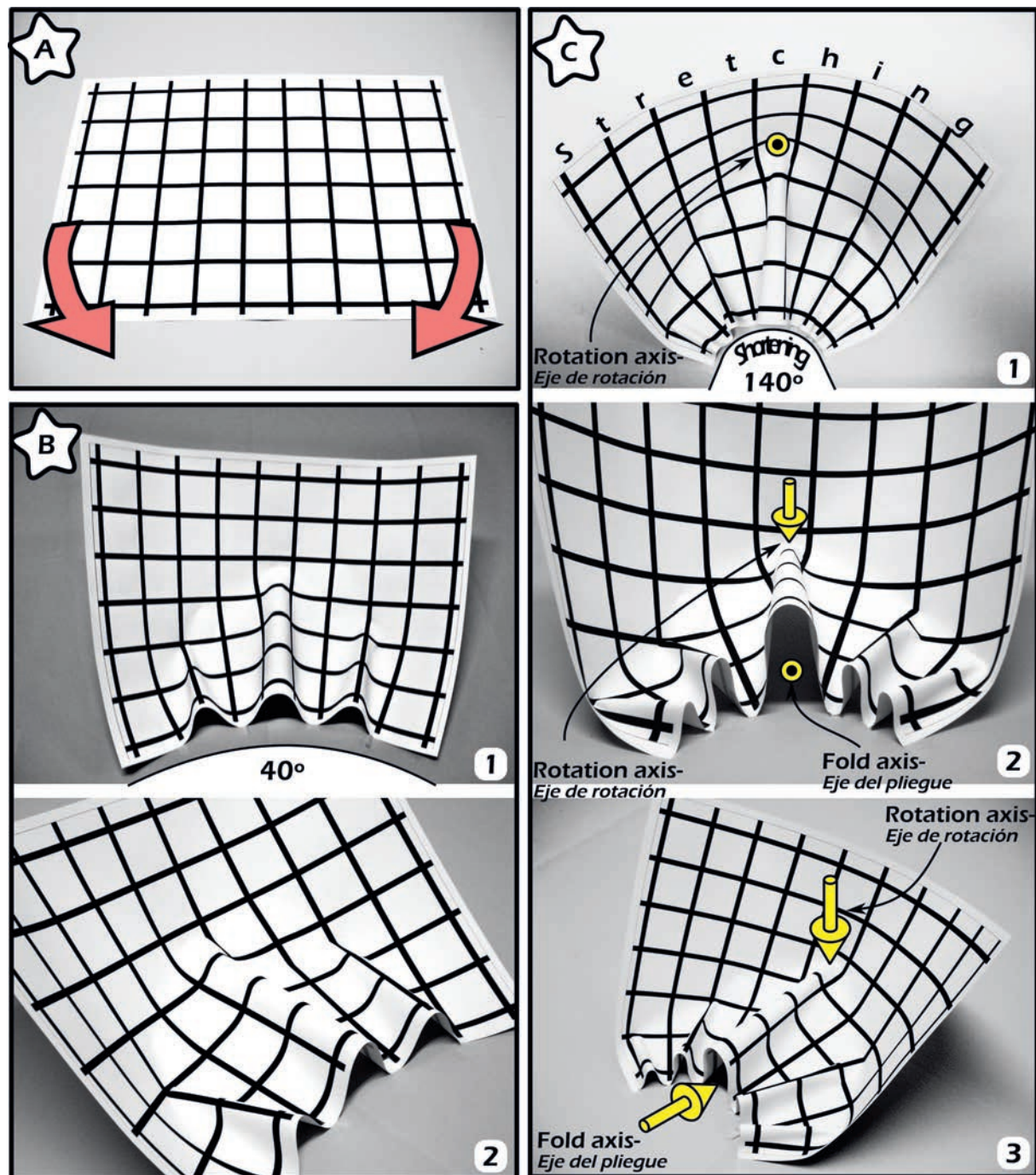


Fig. 3-9: En las viñetas se observa un papel que ha sido plegado alrededor de un eje vertical en el que se han desarrollado pliegues radiales cónicos. A) Forma plana original. B) Geometría obtenida tras plegarlo hasta conseguir un ángulo entre flancos de 40° en el que se observan tres pliegues subhorizontales. C) Forma de la hoja de papel cuando el ángulo entre flancos es de 140° . Se produjeron cinco pliegues cónicos en la zona acortada y en la zona sometida a estiramiento se desarrolló una gran elevación.

Fig. 3-9: Cartoon showing deformed a paper depicting the formation of conical folds when a horizontal surface is folded with a vertical axis. A) Original shape. B) Shape when the fold interlimb angle is about 40° , creating three horizontal conical folds in the shortened region whereas the stretching zone is uplifted due to the rheological characteristics of the paper. C) Shape of the paper when the angle is about 140° , producing five conical folds in the shortened region. The stretching region has greater uplift.

unidad se desarrolló durante la formación del oroclinal Ibero Armoricano un pliegue de gran longitud de onda con eje subvertical (Figs. 3-5, 3-8, 3-10 y 3-11).

Estos datos confirman la hipótesis de que el plegamiento oroclinal que sufrió el orógeno Varisco y que dio lugar al oroclinal Ibero Armoricano se produjo alrededor de un eje vertical o sub-vertical (Weil *et al.*, 2000, 2001, 2010). Tal hipótesis implicaría que todas las superficies, con excepción de las inicialmente verticales, se tendrían que haber plegado cónicamente tanto en el arco interno como en el externo según se ha observado que ocurren en los datos presentados en este capítulo.

La distribución de los pliegues radiales cónicos, que se observan al este de la traza axial del sinforme de Los Lagos, y de los pliegues de gran longitud de onda, que se encuentran al oeste de la citada traza axial (Fig. 3-8), indican que el eje local de rotación del oroclinal Cantábrico está posiblemente situado en alguna posición cercana a esta traza axial del sinforme de Los Lagos, como ocurren en los modelos construidos con papel (Figs. 3-9 y 3-10). En el área de estudio, la traza axial del sinforme de Los Lagos parece haber actuado

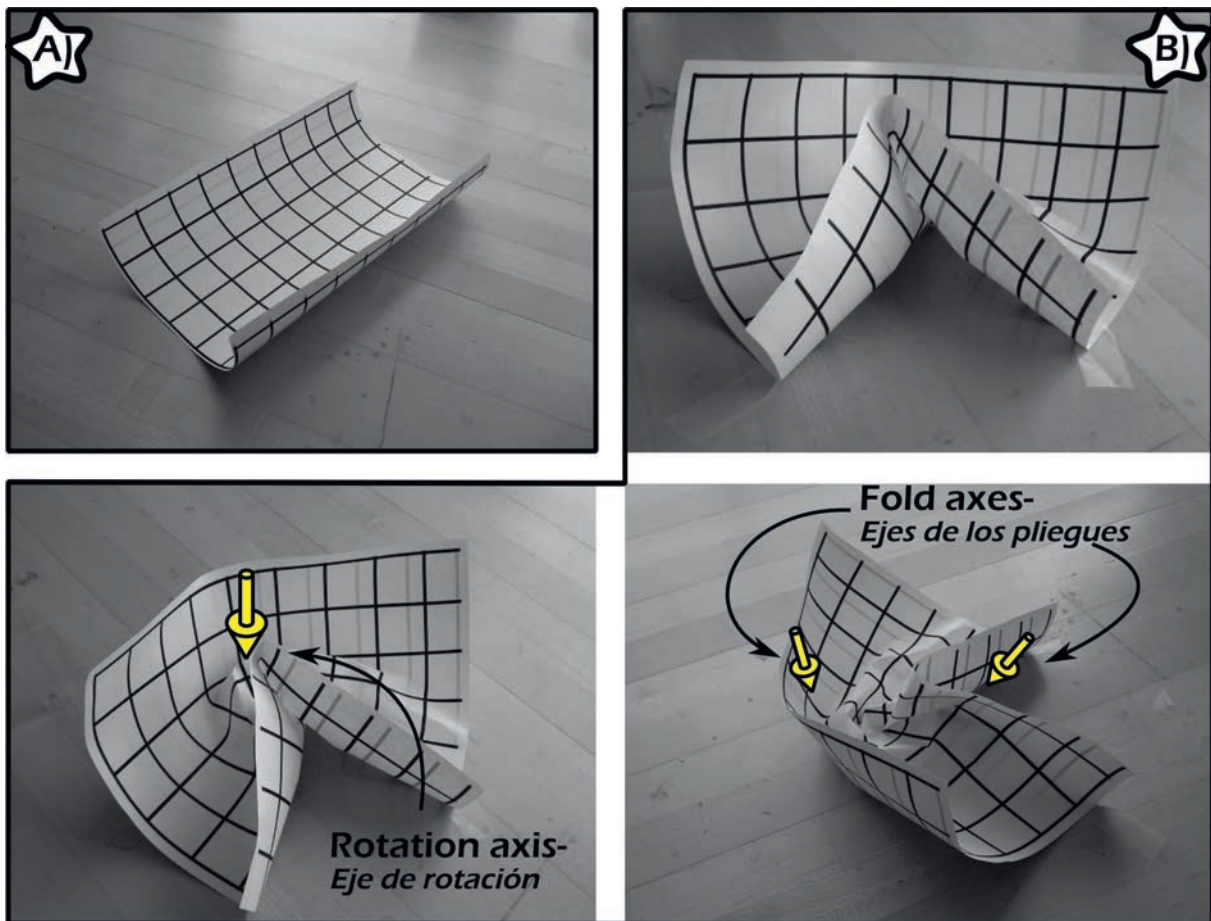


Fig. 3-10: En las viñetas se observa un papel inicialmente plegado de forma cilíndrica que ha sido plegado alrededor de un eje vertical. A) Forma de sinclinal original. B) Geometría final obtenida tras plegarlo en el que se ha desarrollado un pliegue cónico complejo con varios ejes en la zona acortada. En la región estirada se desarrolló un pliegue cónico con mayor longitud de onda.

Fig. 3-10: Cartoon made with a cylindrically pre-folded piece of paper showing conical folds developed when the older structure is folded with a vertical axis. A) Original syncline shape. B) Final shape showing the formation of a complicated multi-axes conical fold in the shortened region and a large wavelength conical fold in the stretching region.

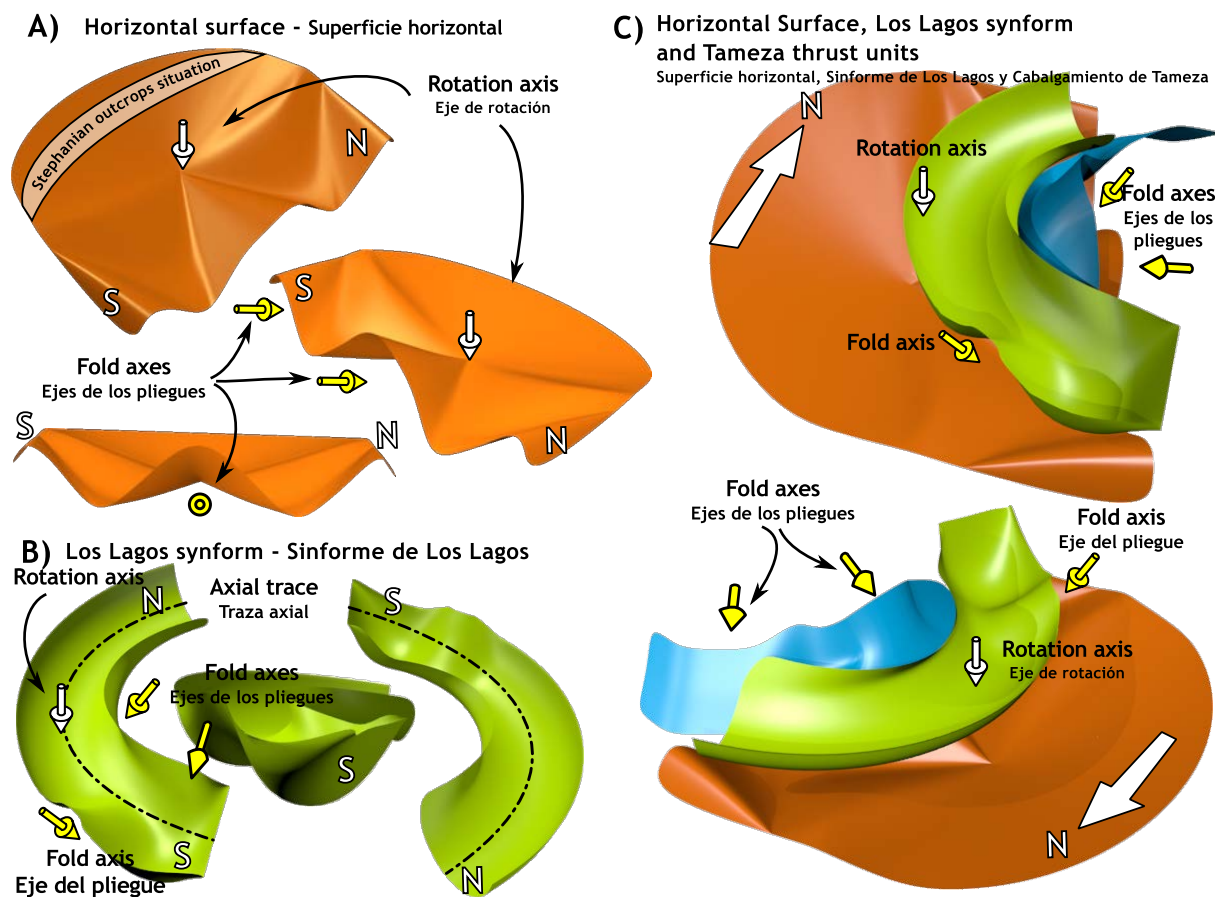


Fig. 3-8: Reconstrucción simplificada de la geometría de la unidad de Somiedo. A) Geometría idealizada de una superficie originalmente horizontal como puede ser las cuencas Estefanienses o la base del cabalgamiento de Somiedo. B) Tres perspectivas distintas de una geometría idealizada para el sinforme de Los Lagos, en el que se muestran los ejes de los distintos pliegues cónicos formados y la posición del eje de rotación. C) Diagrama simplificado de la unidad de Somiedo en el que se muestra también la superficie de cabalgamiento de Tameza. Para una versión 3D interactiva ver Anexo D3.

Fig. 3-8: Simplified reconstruction of the geometry of the Somiedo Unit. A) Idealized shape of the Somiedo basal thrust with the hypothetical situation for the Stephanian outcrops. B) Three different perspectives of an idealized and simplified shape of the Los Lagos synform unit displaying the different conical folds formed and the position of the rotation axis. C) Schematic and simplified diagram of the Somiedo unit showing the basal thrust, the Los Lagos synform, and the Tameza thrust units displaying several cone axes and the interpreted rotation axis. For an interactive 3D view of the diagram see the Anexo D3.

Stephanian outcrops. The geometry is similar to that obtained folding a horizontal surface around a vertical rotation axis (Fig. 3-9). Figure 11B shows the morphology of Los Lagos Synform including the southernmost section reinterpreted from Julivert and Marcos (1973), which is similar to folding a cylindrical fold about a vertical rotation axis (Fig. 3-10). Figure 11C shows the overall structure including the easternmost Tameza thrust.

The distribution of radial conical folds, which only occur to the east of the Los Lagos syncline axial trace, as compared to the unique large-wavelength change in bedding strike west of this axial trace (Figs. 3-2 and 3-8) indicate that the local rotation axis for the the Cantabrian Arc is likely located near the Los Lagos axial trace as in the paper models of figures 9 and 10. The axial trace of Los Lagos syncline acted as the local finite neutral line (Frehner, 2011) in the study area and localizes the change from, outer-arc extension to inner-arc shortening, observed in both limbs of the primary syncline. The deformation

como la línea de deformación finita neutral (Frehener, 2011) ya que esta línea separa las zonas de estiramiento del arco externo y de acortamiento del arco interno observadas en ambos flancos del sinforme primario.

La distribución de la deformación en el área estudiada de la unidad de Somiedo está de acuerdo con el mecanismo de deformación longitudinal-tangencial propuesto para la formación del oroclinal Ibero Armoricano (Gutiérrez-Alonso, 2004). Además, el conjunto radial de pliegues se hace menos evidente hacia los flancos del oroclinal Cantábrico y solo está bien preservado en la charnela del oroclinal. No obstante, los pliegues relacionados con la formación del oroclinal que están situados al este de la zona estudiada manifiestan una geometría mucho menos cónica (Julivert y Marcos, 1973; Aller y Gallastegui 1995) y su orientación es casi este-oeste, en lugar del patrón divergente debido al mayor acortamiento sufrido en esa zona del oroclinal Cantábrico. Estos datos también apoyan la idea de que el eje de rotación vertical que originó los pliegues radiales esté situado en algún lugar próximo a la traza axial del sinforme de Los Lagos (Fig. 3-8).

En la Figura 3-11 se ha representado una simplificación de la geometría del oroclinal Cantábrico en la unidad de Somiedo en la que se han eliminado pliegues y cabalgamientos de segundo orden. La Figura 3-11A muestra la geometría de una superficie originalmente horizontal como pudo ser el despegue del cabalgamiento de Somiedo o los afloramientos Estefanienses. La geometría es similar a la obtenida al plegar una hoja de papel alrededor de un eje perpendicular a la misma (Fig. 3-9). En la figura 3-11B se ha representado la morfología del sinforme de Los Lagos en la que se incluye la sección sur de este, reinterpretada a partir de los trabajos de Julivert y Marcos (1973). La geometría de esta unidad ha resultado muy similar a la obtenida al plegar un sinforme de papel alrededor de un eje de rotación vertical situado aproximadamente en su traza axial (Fig. 3-10). Finalmente, las subunidades anteriormente citadas, además de la escama de Tameza, aparecen juntas en la Figura 11C. En el Anexo D1, dentro de la aplicación informática, se puede encontrar una versión animada y de realidad virtual en 3D. La versión de realidad virtual también se puede consultar de manera individual en el Anexo D3.

La formación del oroclinal Ibero Armoricano dejó un testigo con la generación, en la corteza superior, de los patrones de plegamiento descritos. Durante el plegamiento oroclinal se formaron pliegues con diferentes características geométricas (*i.e.* ángulos semiapicales y orientaciones de los ejes) en función de la morfología original que las diferentes superficies habían adquirido durante la orogenia Varisca y de la posición que ocupaban respecto al eje vertical de rotación del oroclinal. El estudio de estos pliegues en la unidad de Somiedo y en la sección más occidental de la zona Asturoccidental-Leonesa ha permitido situar el eje vertical de rotación local en algún lugar cercano a la traza del plano axial del sinforme de Los Lagos, que actuó como una línea de deformación neutral, es decir, no sufrió ni acortamiento ni estiramiento. De esta manera, todas las rocas en la unidad de Somiedo situadas al este de la traza axial del sinforme de Los Lagos estaban situadas durante la formación del oroclinal Ibero Armoricano en el campo cinemático del acortamiento y las rocas situadas al este de la citada traza axial estaban situadas en el dominio del estiramiento.

distribution is in agreement with a tangential longitudinal strain mechanisms for the development of the studied sector of the Cantabrian Arc (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004). In addition, the radial fold set becomes less evident towards the flanks of the Cantabrian Arc, which are only well preserved at its hinge. Nevertheless, in the hinge to the east of the studied region, the orocline related folds exhibit a less conical geometry (Julivert and Marcos, 1973; Aller and Gallastegui 1994) and display a constant E-W trend instead of a radial divergent disposition due to the larger shortening in the inner arc of the Cantabrian Arc. These data also support the idea of a local upper-crust orocline axis situated in the neighbourhood of the Los Lagos axial plane (Fig. 3-8).

CAPÍTULO 4: MODELIZACIÓN ANÁLOGA



Los datos de este capítulo han sido aceptados para su publicación en GSA Bulletin DOI: 10.1130/B30640.1 con título: *Analogue modeling of lithospheric-scale orocline buckling: Constraints on the evolution of the Iberian-Armorican Arc* (Pastor-Galán et al., 2012b) y Geogaceta con título: *Modelización análoga del desprendimiento de una raíz litosférica. ¿Puede un oroclinal producir el desprendimiento del manto litosférico?* (Pastor-Galán et al., 2012c)

4 Modelización Análoga

El concepto de la tectónica de placas revolucionó la manera de entender los procesos geológicos que se podían observar en la corteza superior, lo que proporcionó un gran avance en la comprensión de la litosfera cortical. La hipótesis de la tectónica global asume que cada una de las placas está formada por una porción completa de litosfera. Pero, mientras que existe un conocimiento abundante de los parámetros físicos y químicos que afectan a la litosfera cortical durante los distintos procesos tectónicos, el conocimiento de la litosfera mantélica es aún muy limitado.

Casi todos los conocimientos que tenemos en la actualidad de la dinámica de la litosfera mantélica y de los procesos tectónicos que la afectan se han obtenido mediante estudios geofísicos (e.g. Karato y Wu, 1993; Artemieva *et al.*, 2006) y a través de la creación de modelos, ya sean análogos (e.g. Davy y Cobbold, 1991) o numéricos (e.g. Schott y Schmeling, 1998). Los modelos numéricos han aportado grandes avances en el conocimiento de la dinámica del manto litosférico (e.g. Schott y Schmeling, 1998; Arnold *et al.*, 2001; Morency *et al.*, 2002; Moresi *et al.*, 2002; Pysklywec, 2002, 2006; Morency y Doin, 2004) de manera muy especial en contextos de subducción. Sin embargo, a día de hoy no producen aproximaciones 3D lo suficientemente precisas y robustas para otros complejos procesos que afectan a toda la litosfera.

El modelado análogo es, por otro lado, una técnica muy interesante, relativamente sencilla y barata que permite el estudio de procesos geológicos en 3D (e.g. Grujic, 1993; Zulauf *et al.*, 2003, 2010, 2011a,b,c; Zulauf y Zulauf, 2005; Crespo-Blanc, 2008; Dietl y Koyi, 2010; Graveleau *et al.*, 2012) siempre que los modelos hayan sido escalados de la manera correcta (Hubbert, 1937; Weijermars, 1986). El modelado análogo se puede usar para estudiar los procesos tectónicos tanto para escalas microscópicas como para los que afectan a toda la litosfera (e.g. Autin *et al.*, 2010; Fernández-Lozano *et al.*, 2011).

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos mediante la creación de un modelo análogo del plegamiento oroclinal y el desprendimiento litosférico realizado en el laboratorio de modelado analógico del Departamento de Geología de la *Goethe Universität, Frankfurt am Main*. La estancia de tres meses realizada en dicha universidad permitió completar uno de los requisitos para la obtención de la Mención Europea en el título de doctor. Los distintos experimentos se llevaron a cabo en una prensa biaxial con control térmico y una centrifugadora, respectivamente. Los resultados obtenidos se han aplicado a la interpretación del oroclinal Ibero Armoricano. De los datos e interpretaciones presentados en este capítulo se han elaborado dos artículos titulados *Analogous modeling of lithospheric-scale oroclinal buckling: Constraints on the evolution of the Ibero Armorican Arc*

(Pastor-Galán *et al.*, 2012b) y *Modelización análoga del desprendimiento de una raíz litosférica. ¿Puede un oroclinal producir el desprendimiento del manto litosférico?* (Pastor-Galán *et al.*, 2012c).

4.1 Introducción

El modelado análogo se ha utilizado en muchas ocasiones para intentar simular y comprender los procesos orogénicos (*e.g.* Malavieille, 2010; Luth *et al.*, 2010) a distintas escalas. Los orógenos curvados no son una excepción, en distintas ocasiones se ha intentado comprender las formas orogénicas sinuosas a través del modelado en multitud de escenarios tectónicos. Quizá uno de los modelos más reputados y conocidos para simular el origen de orógenos curvados es la colisión de un indentador rígido contra un margen continental que simularía una colisión de un continente relativamente pequeño contra un gran continente de manera análoga a la colisión de la India contra la placa Euroasiática (*e.g.* Tapponier *et al.*, 1982; Marshak, 1988; Davy y Cobbold, 1988; Keep, 2000).

Otros modelos han simulado curvaturas orogénicas mediante procesos epidérmicos como cabalgamientos que presentan direcciones de transporte no paralelas. Entre ellos podemos señalar modelos relacionados con la topografía previa al desarrollo de un cinturón de pliegues y cabalgamientos (Marques *et al.*, 2002); el efecto del diferente grosor de las unidades estratigráficas y su posible efecto en el desarrollo de los cabalgamientos (Marshak y Wilkerson, 1992); e incluso el modelado de la curvatura de la zona Cantábrica basada en un posible emplazamiento rotacional de los cabalgamientos (Julivert y Arboleya, 1984, 1986). No obstante, y hasta donde el autor de este trabajo conoce, no se ha intentado hasta la fecha la creación de un modelo de un oroclinal verdadero (un arco secundario) a escala litosférica partiendo de un orógeno con arquitectura previa aproximadamente linear.

Existen muchos materiales que pueden usarse y han sido utilizados para la creación de modelos de estructuras u otros procesos geológicos. Los materiales granulares, como estratos de arena, microesferas de vidrio o cerámica, etcétera, se consideran buenos análogos para modelar los procesos tectónicos en la corteza superior, donde la resistencia (*strength*) de las rocas cuarzo-feldespáticas está muy controlada por la presión de confinamiento (*e.g.* Malavieille y Trullenque, 2009; Malavieille, 2010). Para las rocas más dúctiles, que se encuentran en niveles litosféricos más profundos y cuya resistencia está controlada principalmente por la temperatura y velocidad de deformación (*strain-rate*), se usan otros materiales como pueden ser siliconas, miel, goma rosina, diferentes tipos de polímeros, plastilinas y mezclas de todas estas sustancias, o de estas sustancias con materiales granulares (*e.g.* Fernández-Lozano *et al.*, 2011). La plastilina se considera un buen análogo de las rocas que se comportan de forma no *newtoniana* bajo leyes de potencia (*power-law*) y que se deforman mediante el *creep* de dislocación (Zulauf y Zulauf, 2004) como se considera que es el caso de la litosfera mantélica cuando se ve afectada por eventos tectónicos (*e.g.* Karato y Wu, 1993).

4.2 Escalado de los modelos y métodos

Para realizar el modelado que se expone en este capítulo, se ha considerado un plegamiento oroclinal a escala litosférica que permitiese comprender la evolución dinámica y las morfologías resultantes en el manto litosférico durante y tras el plegamiento oroclinal. Después se ha comprobado si los resultados obtenidos pueden ser relacionados con los datos accesibles hoy en día, que son datos geológicos, paleomagnéticos, estructurales, petrológicos y geocronológicos.

La experimentación se dividió en dos pasos diferentes debido a las limitaciones del laboratorio y de los materiales disponibles para la misma. El primer paso consistió en plegar un modelo originalmente linear en la prensa termomecánica -que se describe más adelante- para producir un oroclinal por pandeo (*buckling*). Tras observar los resultados obtenidos en este primer paso se construyeron distintos modelos imitando las geometrías obtenidas aunque reescalados al tamaño de la centrifugadora donde se experimentó el efecto de la gravedad en la geometría resultante de los experimentos de plegamiento oroclinal.

4.2.1 Propiedades de los materiales análogos y escalado de los experimentos

Para la construcción y escalado de los modelos litosféricos termomecánicos se ha seguido la metodología propuesta en Davy y Cobbold (1991) y Cobbold y Jackson (1992). También se han tenido en cuenta las sugerencias de Dixon y Summers (1985) para los experimentos realizados en centrifugadora. De entre todas las posibilidades disponibles se seleccionaron las condiciones de frontera o límite (*boundary conditions*), dimensiones y tipos de materiales análogos óptimos para simular de manera dinámicamente escalada la geometría, cinemática y dinámica del desarrollo de un oroclinal a escala litosférica, juntamente con el desprendimiento del manto litosférico en la naturaleza.

La plastilina y la arena fueron los materiales análogos seleccionados. De una manera general, la plastilina es un material que se comporta de manera no linear y que presenta debilitamiento por deformación (*strain-softening*), es decir, que se hace más deformable según aumenta la velocidad de deformación (*strain-rate*) y que está compuesto de una matriz orgánica con distintos minerales añadidos para dar colores y texturas (e.g. McClay, 1976; Weijermars, 1986; Schöpfer y Zulauf, 2002; Zulauf y Zulauf, 2004). La plastilina a temperatura constante muestra una fluencia (*creep*) no *newtoniana* definida por la ley de flujo:

$$\dot{\mathbf{E}} = C \sigma^n,$$

donde $\dot{\mathbf{E}}$ es la velocidad de deformación, C es una constante propia de cada material, σ es el esfuerzo aplicado y n es el exponente de esfuerzo (*stress exponent*) (McClay, 1976). La plastilina se considera un buen análogo para todas las rocas que se comportan bajo el *creep* de dislocación (Zulauf y Zulauf, 2004) que es el mecanismo de deformación dominante en la corteza inferior y el manto superior (e.g. Carter y Tsenn, 1987; Hirth *et al.*, 2001; Eaton *et al.*, 2009).

| | T (°C) | ρ (kg/m ³) | η_{eff} (Pa·s) | n | s ⁻¹ | $\sigma^1 - \sigma^2$ (Pa) |
|--|--------|-----------------------------|----------------------|------|-----------------|----------------------------|
| Beck's Orange | | | | | | |
| | 20 | 1250 | 8,10·10 ⁶ | 7,8* | 0,001* | |
| | 40 | | 12900 | 4,43 | 0,01 | 1,29 |
| | 45 | | 9610 | 4,21 | 0,01 | 0,961 |
| | 50 | | 7330 | 3,93 | 0,01 | 0,733 |
| | 55 | | 1700 | 3,77 | 0,01 | 0,17 |
| | 60 | | 590 | 3,41 | 0,01 | 0,059 |
| Weible red | | | | | | |
| | 21 | 1400 | | | | |
| | 40 | | 72300 | 4,83 | 0,01 | 7,23 |
| | 45 | | 57300 | 4,37 | 0,01 | 5,73 |
| | 50 | | 36500 | 3,81 | 0,01 | 3,65 |
| | 55 | | 21900 | 3,85 | 0,01 | 2,19 |
| | 60 | | 16600 | 4,61 | 0,01 | 1,66 |
| Densidad aparente (Kg/m3) Ángulo de fricción interna Cohesión (Pa) Tamaño de grano(mm) | | | | | | |
| Arena | | 1200 | 30,9° | 17,8 | 0,5 | 21,3 |

Tabla 4-1: Densidad y propiedades reológicas de los materiales utilizados. Los datos marcados con un asterisco fueron tomados de Zulauf y Zulauf (2004) y se obtuvieron mediante compresión uniaxial. El resto de los datos se obtuvieron con un reómetro (RheolabQC).

Table 4-1: Density and rheological data of the materials used. Asterisked data is taken from Zulauf and Zulauf (2004) and were obtained using uniaxial compression while the other measurements were obtained using a rheometer (RheolabQC).

Por otro lado, los materiales granulares redondeados como la arena seca, compuesta por granos redondeados de cuarzo y feldespato se han considerado tradicionalmente un excelente análogo de la corteza superior, ya que su baja cohesión y su ángulo interno de fricción están de acuerdo con las leyes de Navier-Coulomb y Byerlee ($\tau = C + \mu\sigma$, donde τ es el esfuerzo de cizalla de rotura, C es la resistencia cohesiva o cohesión primaria, μ es el coeficiente de fricción o de rozamiento interno y σ es el esfuerzo perpendicular al plano de rotura; McClay y Ellis, 1987; Davy y Cobbold, 1991; Koyi, 1997; Rossi y Storti, 2003;

Malavieille, 2010). Las propiedades físicas de los materiales utilizados están resumidos en la Tabla 4-1.

En todos los distintos experimentos se han utilizado dos tipos de plastilina (Fig. 4-1):

a) *Beck's Orange*, fabricado por Beck's Plastilin, Gomaringen, Alemania. Esta plastilina fluye casi en estado estacionario (*stady-state*) bajo condiciones de velocidad de deformación experimentales (Zulauf y Zulauf, 2004).

b) *Weible red*, hecha por Weible KG, Schorndorf, Alemania.

Las propiedades reológicas de las plastilinas utilizadas (Tabla 4-1, Fig. 4-2) habían sido estudiadas anteriormente y sus características dinámicas se encuentran

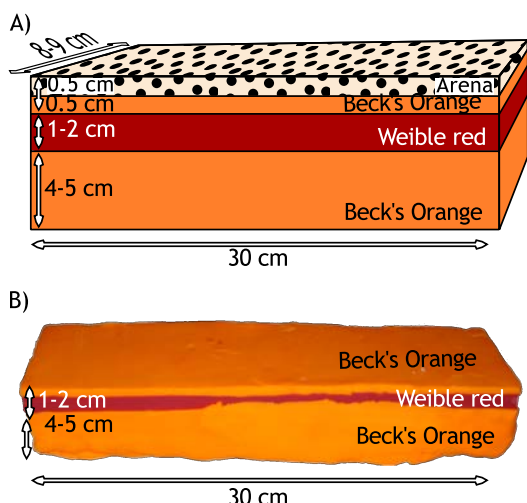


Fig. 4-1: Esquema de las dimensiones y capeado de los modelos de plegamiento oroclinal. Para más información ver texto. Fotografía de uno de los modelos antes de añadirle la arena.

Fig. 4-1: A) Cartoon showing the dimensions and the layering of the experimental set-up for the oroclinal buckling models. See text for further details B) Photograph of a model before adding the sand layer.

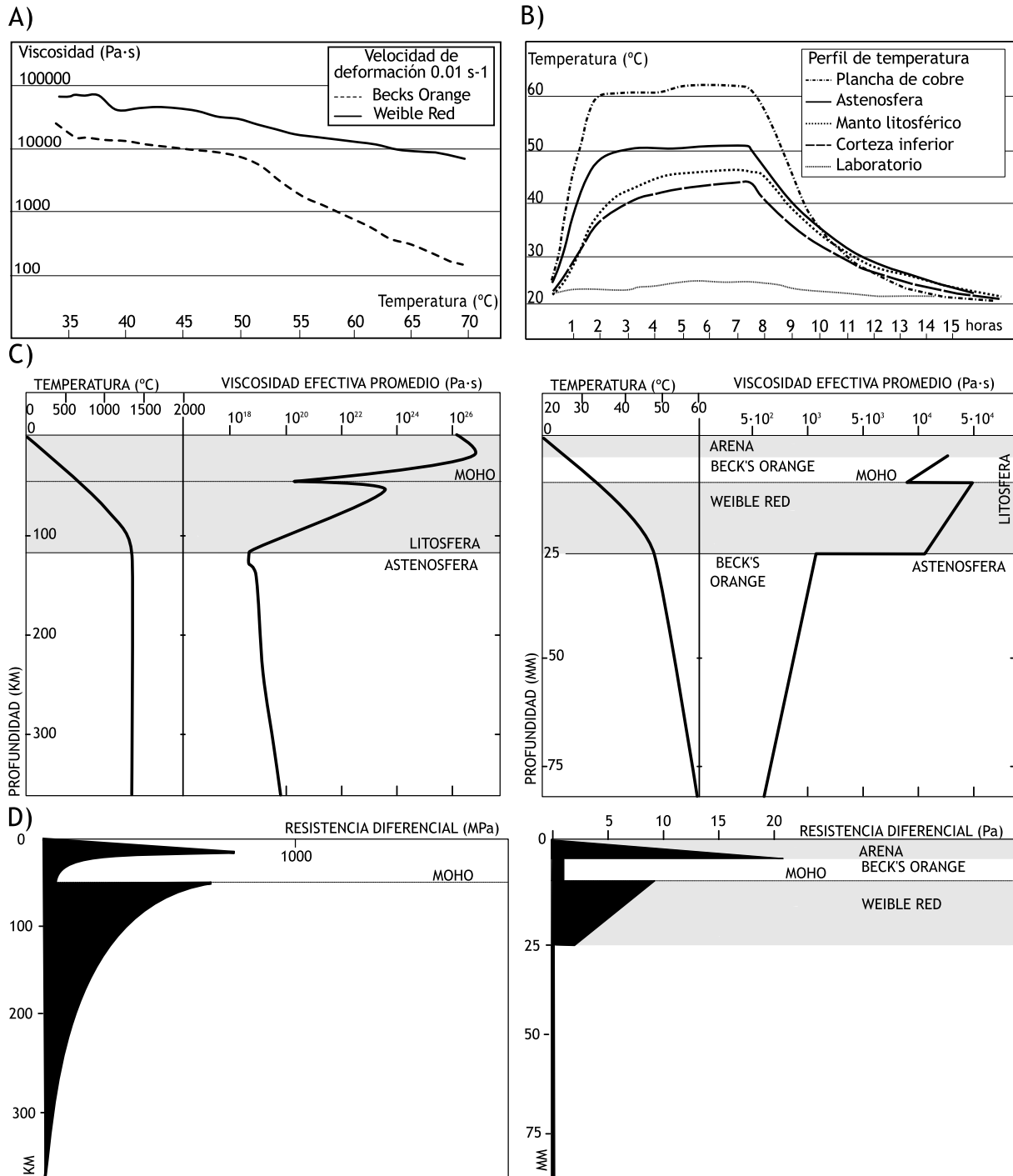


Fig. 4-2: A) Resultados de las pruebas de viscosidad-temperatura en las plastilinas Beck's Orange y Weible Red a una velocidad de deformación constante. B) Ejemplo de perfil térmico obtenido durante el experimento Ob6. Este experimento duró 5 h, las 2 h primeras fueron las necesarias para alcanzar la temperatura usada. El resto del tiempo se usó para dejar al modelo enfriar completamente. C) Perfiles de viscosidad efectiva-temperatura simplificados para la naturaleza y para los experimentos. D) Perfiles de resistencia simplificados para la astenosfera y litosfera en naturaleza y en los experimentos.

Fig. 4-2: A) Results of thermo-viscosity tests on Beck's Orange and Weible Red plasticines at a constant strain rate $\dot{\epsilon} = 0.01 \text{ s}^{-1}$, similar to the strain rates used in the experiments. B) Example of thermal profile obtained during orocline buckling experiment Ob6. The actual experiment lasted 5 hours, between 2 h (time allowed for the sample to acquire the needed temperature) to 7 h (once the experiment had ended). C) Simplified effective viscosity and temperature profiles for nature and orocline buckling experiment. D) Simplified strength profiles for the lithosphere and upper asthenosphere of the Earth and for the model.

perfectamente establecidas (Zulauf y Zulauf, 2004) aunque, con el objetivo de precisar y confirmar las mismas, se han realizado pruebas adicionales para la realización de este estudio (Pastor-Galán *et al.*, 2012b, 2012c). Durante la experimentación, los materiales se utilizaron a las temperaturas que mejor se adecuaban a la escala de las viscosidades y resistencias para modelar procesos litosféricos (*thick-skinned*). A las temperaturas usadas durante los experimentos, los exponentes de estrés de los materiales análogos obtenidos, son comparables a los que se asumen para la corteza inferior, manto litosférico y astenosfera (Tabla 4-1; Carter y Tsenn, 1987; Karato y Wu, 1993; Freed *et al.*, 2006).

4.2.2 Experimentos de plegamiento oroclinal

La astenosfera se modeló con la plastilina *Beck's orange* y fue utilizada a una temperatura media en los distintos experimentos de $T = 60^{\circ}\text{C}$, temperatura en la que presenta una viscosidad efectiva de $\eta_{\text{eff}} = 590 \text{ Pa}\cdot\text{s}$ (Tabla 4-1). Si asumimos una viscosidad media para la astenosfera de $\eta_{\text{eff}} = 5,15 \cdot 10^{19} \text{ Pa}\cdot\text{s}$ (Rydelek y Sacks, 1988; Morency y Doin, 2004) presenta una viscosidad efectiva. Se define una razón de escala entre el modelo y la realidad de $M^* = (\eta_{\text{eff}})_m / (\eta_{\text{eff}})_n = 1,146 \cdot 10^{-17}$ donde M^* es el factor de escalado y los subíndices m y n se refieren al modelo de laboratorio y la naturaleza respectivamente. La densidad de la plastilina *Beck's Orange* es $\rho = 1250 \text{ kg/m}^3$, medida a $T = 20^{\circ}\text{C}$ ya que la plastilina muestra un mínimo o nulo descenso en la densidad con la temperatura (Zualuf y Zulauf, 2004). Si se asume una densidad para la astenosfera de $\rho = 3100 \text{ kg/m}^3$ (Pysklywec y Cruden, 2004) la razón de escalado es $P^* = \rho_m / \rho_n = 0,4$.

La plastilina *Weible red* se usó para modelar el manto litosférico. Cuando comparamos sus propiedades de densidad ($\rho = 1400 \text{ kg/m}^3$) y viscosidad efectiva a $T = 45^{\circ}\text{C}$ ($\eta_{\text{eff}} = 57300$), que es la temperatura media usada en los experimentos de plegamiento oroclinal, con la densidad y viscosidad efectiva asumidas para el manto litosférico ($\rho = 3360 \text{ kg/m}^3$ y $\eta_{\text{eff}} = 5 \cdot 10^{21} \text{ Pa}\cdot\text{s}$ respectivamente; *e.g.* Walcott, 1970; Morency and Doin, 2004; Shi and Cao, 2007; Johnson *et al.*, 2007; Fernández-Lozano *et al.*, 2010) las razones de escalado son $P^* = \rho_m / \rho_n = 0.41$ y $M^* = (\eta_{\text{eff}})_m / (\eta_{\text{eff}})_n = 1,146 \cdot 10^{-17}$.

La arena y la plastilina *Beck's orange* se usaron como modelo de la corteza superior e inferior, respectivamente. De esa manera la plastilina se eligió para simular una capa más

| | | <u>Corteza inferior</u> | <u>Manto litosférico</u> | <u>Astenosfera</u> |
|---|-------------|-------------------------|--------------------------|------------------------|
| $\rho \text{ (kg/m}^3\text{)}$ | Experimento | 1250 | 1400 | 1250 |
| | Naturaleza | 3100 | 3360 | 3100 |
| | Razón | 0,4 | 0,41 | 0,4 |
| $\eta_{\text{eff}} \text{ (Pa}\cdot\text{s)}$ | Experimento | 12900 | 57300 | 590 |
| | Naturaleza | $1,13 \cdot 10^{21}$ | $5 \cdot 10^{21}$ | $5,15 \cdot 10^{19}$ |
| | Razón | $1,146 \cdot 10^{-17}$ | $1,146 \cdot 10^{-17}$ | $1,146 \cdot 10^{-17}$ |
| n | Experimento | 7,8* | 4,37 | 3,41 |
| | Naturaleza | From 4 to 8 | From 2 to 5 | From 2 to 5 |

dúctil y menos densa que el material usado para simular el manto litosférico y la arena para simular los materiales frágiles que componen la corteza superior. La temperatura media que tenía la capa de plastilina que simulaba la corteza inferior durante los experimentos de plegamiento oroclinal era de $T = 40^{\circ}\text{C}$, lo que implica una

Tabla 4-2: Razones de escalado entre la naturaleza y los modelos.

Table 4-2: Scaling parameters between experiments and nature.

viscosidad de *ca.* $(\eta_{\text{eff}})_n = 1,13 \cdot 10^{21}$ y una densidad de $\rho_n = 3100 \text{ kg/m}^3$ para una corteza inferior si aplicamos los factores de escalado obtenidos para la astenosfera y manto litosférico. Estos valores son los aceptados para una corteza inferior fuerte como la esperable tras una orogenia (Carter y Tsenn, 1987; Copley *et al.*, 2011). Los parámetros reológicos y de densidad de los materiales análogos están presentados en la Tabla 4-2.

Durante los experimentos de plegamiento oroclinal la temperatura varió entre 55°C y 65°C en la astenosfera análoga, entre 45° y 55°C en el manto litosférico análogo, entre 40°C y 45°C en la capa que representa la corteza inferior y entre 35°C y 40°C en la arena que representa la corteza superior. La difusividad térmica de la plastilina varía entre 0.65 y 0.8 $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ (Touloukian *et al.*, 1970). La energía de activación para la plastilina *Beck's orange* es de $323 \pm 34 \text{ kJ/mol}$ mientras que en casi todas las demás plastilinas (incluida la *Weible Red*) este valor se sitúa entre 400 y 500 kJ/mol (Zualuf y Zulauf, 2004). Los anteriores valores están de acuerdo con los valores propuestos por Davy y Cobbold (1991) y Cobbold y Jackson (1992) para modelar la litosfera.

La figura 4-2 muestra los perfiles de resistencia y viscosidad de la litosfera experimental utilizada, comparada con un modelo de una litosfera terrestre en tres capas (Davy y Cobbold, 1992). Los valores de resistencia dúctil se calcularon teniendo en cuenta las viscosidades efectivas y asumiendo una velocidad de deformación de 10^{-5} s^{-1} , lo que supone una aproximación razonable para las velocidades de deformación observadas en los experimentos. El perfil de resistencia de la arena se calculó siguiendo el criterio de Navier-Coulomb y la ley de Byerlee. La resistencia efectiva de la corteza dúctil, manto litosférico y astenosfera varían ligeramente en los experimentos debido tanto a las distintas velocidades de deformación utilizadas como a la evolución térmica de la plastilina durante los experimentos.

Se han realizado catorce experimentos, numerados secuencialmente del Ob-1 al Ob 14, consistentes en el plegamiento en la prensa termomecánica del *Institut für Geowissenschaften* en la *Goethe Universität de Frankfurt am Main* (Fig. 4-3) de modelos alargados (Ob1-Ob14) utilizando distintas configuraciones de velocidad de deformación y del manto litosférico, pero utilizando un perfil de temperaturas aproximadamente constante.

Descripción de la prensa termomecánica

La prensa termomecánica biaxial utilizada puede simular diversos procesos tectónicos que ocurran en multitud de escalas espaciales y temporales gracias a las diferentes tasas de deformación que puede aplicar y la posibilidad de crear un gradiente de temperatura a los materiales análogos. El diseño de esta prensa está basado en el diseño de la prensa de deformación tridimensional coaxial que funciona a temperatura ambiente (Zulauf *et al.*, 2003). La Figura 4-3A muestra un plano de la máquina que está compuesta de cuatro placas de aluminio dispuestas ortogonalmente (1, 2, 3 y 4, in Fig. 4-3A) situadas sobre una mesa de aluminio que contiene una plancha de cobre que actúa como base para los experimentos (5 en Fig. 4-3A).

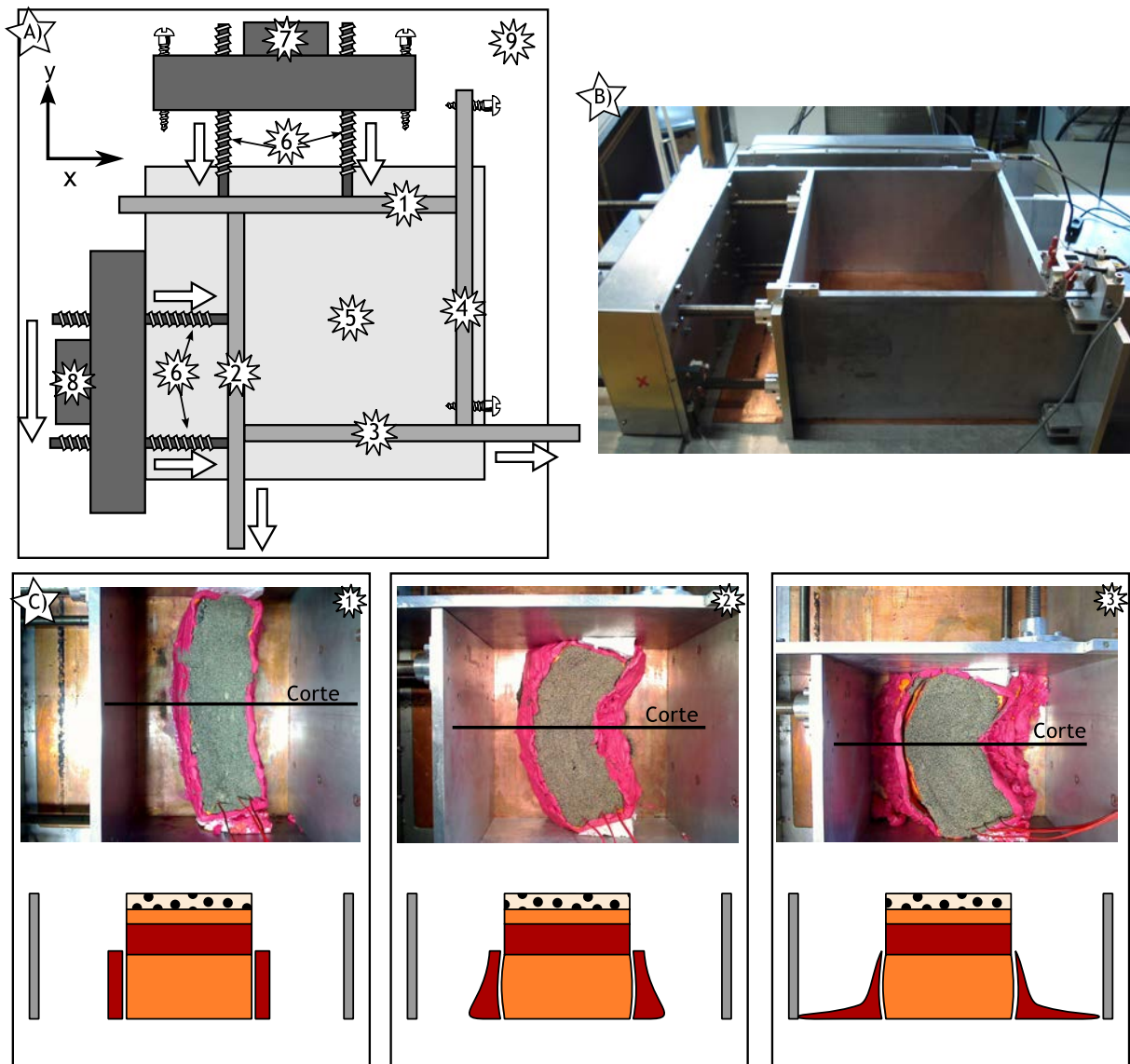


Fig. 4-3: Prensa termomecánica usada. A) Vista en planta. Ver texto para descripción de los números. B) Fotografía de la prensa. C) Vista cenital y cortes del experimento Ob10 en el que se muestran la primera etapa del experimento (1), una etapa intermedia (2) y la etapa final (3).

Fig. 4-3: Thermo mechanical apparatus used. A) Plan view showing the kinematic framework. 1 and 2 are aluminum movable plates in y and x direction, respectively, 3 movable passive plate and 4 fixed plate; 5 thermo copper plate; 6 worm-gears; 7 fixed motor; 8 movable motor in y direction; 9 table. B) Photograph showing the thermomechanical apparatus. C) Top view and cross-section of experiment Ob10 depicting first stage of the experiment (1) middle stage of experiment (2) and final stage (3).

Dos motores independientes conectados a dos de las placas con tornillos sinfín (6 en fig. 4-3A) dotan de movimiento a las placas 1 y 2 en dos direcciones perpendiculares. El motor 1 (7 en Fig. 4-3A) está fijo a la mesa de aluminio (9 en Fig. 4-3A) mientras que el motor 2 está construido sobre un riel de manera que puede moverse pasivamente a lo largo de este cuando el motor 1 está funcionando (8 en Fig. 4-3A). La placa 3 se mueve pasivamente cuando el motor 2 está funcionando mientras que la placa 4 está fija a la mesa de modelado (Fig. 4-3A). La velocidad de las placas es ajustable entre 1 mm/h y 800 mm/h. Además la mesa incluye un horno que puede calentar la plancha de cobre inferior desde temperatura ambiente hasta 100°C, suministrando a la muestra el perfil térmico necesario para realizar estos experimentos.

Construcción del modelo

La longitud del modelo quedó limitada por las propias dimensiones de la prensa (Fig. 4-3A). Así se definió una longitud de modelo $l_m = 30$ cm; la longitud del oroclinal Ibero Armoricano a lo largo de su línea neutra es $l_n \approx 1300$ km, lo que proporciona una razón de longitud de $L^* = l_m/l_n = 2.3 \cdot 10^{-7}$. Las otras dimensiones del modelo se basaron en este factor de escalado y, así, teniendo en cuenta que la anchura aproximada del oroclinal Ibero Armoricano es de $W_n \approx 350 - 400$ km, se escogió una anchura para el modelo de $W_m = 8 - 9$ cm.

Las potencias seleccionadas para simular el orógeno, sin embargo, se escogieron de una manera más arbitraria, ya que ni se conoce ni hay indicios suficientes acerca de cuáles pudieron ser los grosores del manto litosférico y corteza en el Pensilvaniense Superior. Por esta razón se analizó el efecto del plegamiento oroclinal en tres configuraciones diferentes para el manto litosférico ($M_m = 1, 1.5$ y 2 cm) que, utilizando el mismo factor de escalado, representan mantos litosféricos de $40, 60$ y 80 km. Para la corteza se utilizó siempre la misma configuración inicial, consistente en una capa de corteza superior, modelada con arena de $U_{c_m} = 0.5$ cm, y una capa de corteza inferior de plastilina *Beck's Orange*, de $L_{c_m} = 0.5$ cm también. Ambas juntas representan una corteza continental algo engrosada de unos 40 km como la que puede existir después de un acortamiento orogénico. Los experimentos se ejecutaron bajo condiciones gravitatorias naturales, lo que da una razón de escalado de $G^* = G_m/G_n = 1$.

Con los datos presentados en los anteriores párrafos se pueden calcular, siguiendo las diferentes leyes de escalado para procesos litosféricos (e.g. Davy y Cobbold, 1991; Pysklywec y Cruden, 2004) las razones de escalado de estrés, tiempo, velocidad de deformación y velocidad. Así la razón de escalado de estrés es $\sigma^* = P^*L^*G^* \approx 1 \cdot 10^{-7}$; el factor de escalado de tiempo para los experimentos se define como $T^* = M^*/P^*L^*G^* = t_m/t_n \approx 1.2 \cdot 10^{-10}$; la razón de velocidad de deformación se calcula como $\dot{E}^* = \sigma^*/M^* = 8.7 \cdot 10^9$ y la razón de velocidad es $V^* = \dot{E}^*L^* \approx 2 \cdot 10^3$.

Si consideramos que el acortamiento N-S del oroclinal Ibero Armoricano supuso alrededor de 900 km, la velocidad de deformación sería de *ca.* $2 \cdot 10^{-15} \text{ s}^{-1}$. Ya se ha comentado en esta tesis que el proceso de plegamiento del oroclinal Ibero Armoricano tomó unos 10 millones de años (Weil *et al.*, 2010 y Pastor-Galán *et al.*, 2011). La velocidad elegida para las placas fue entre 1.5 cm/h y 3.5 cm/h, lo que, considerando un acortamiento de aproximadamente 15 cm de la longitud inicial del modelo hacía que cada experimento supusiese una duración de entre 5 h y 10 h. De esta manera, la velocidad de deformación usada en los experimentos de plegamiento oroclinal varió entre $1 \cdot 10^{-5}$ to $5 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Si calculamos las razones aplicadas, en realidad tenemos que el factor de escalado real de tiempo, T^* varió entre $5 \cdot 10^{-11}$ y $1 \cdot 10^{-10}$; el de velocidad, V^* entre $1.46 \cdot 10^3$ y $3.4 \cdot 10^3$ y el de velocidad de deformación \dot{E}^* entre $5 \cdot 10^9$ y $2.5 \cdot 10^{10}$ y todos ellos consistentes con los parámetros de escalado calculados en el párrafo anterior.

Condiciones de frontera o límite (boundary conditions)

Los experimentos de plegamiento oroclinal presentan varios límites distintos bien definidos. La plancha de cobre situada en la base del aparato termomecánico es el límite inferior de los experimentos y supone el límite más importante al experimento ya que no permite los procesos que pudieran extenderse en profundidad, como un posible hundimiento de alguna parte del experimento. Esta plancha de cobre se engrasó con vaselina, un material inmiscible con la plastilina *Beck's Orange*, para minimizar el rozamiento de los flancos de los modelos durante el proceso de plegamiento. El límite superior del modelo es una superficie libre (Fig. 4-3C).

Todos los modelos fueron envueltos con una lámina de plastilina *Weible red* de un centímetro de espesor alrededor de la capa inferior de plastilina *Beck's Orange*, la astenosfera experimental. Esto se hizo con la intención de evitar el escape lateral de esta plastilina (Fig. 4-3C) ya que esta plastilina se comporta de manera especialmente dúctil cuando alcanza temperaturas superiores a 50°C (Fig. 4-2C), que son las utilizadas en los experimentos. Este muro de plastilina es cinemáticamente independiente de la litosfera mantélica (hecha también con *Weible red*) y la corteza experimentales. Este muro de plastilina siempre fue retirado antes de realizar la tomografía computerizada utilizada para ver los resultados internos de cada experimento, método descrito más adelante. El muro actuó como límite de la astenósfera, mientras que los límites para la litosfera y la corteza eran libres.

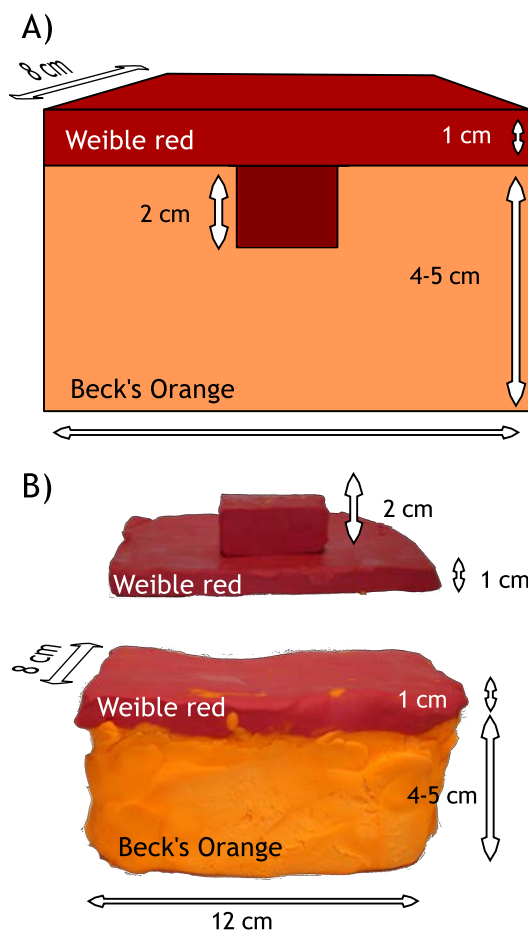


Fig. 4-4: A) Esquema de las dimensiones y capeado de los modelos de desprendimiento litosférico. Para más información ver texto. B) Fotografía de uno de los modelos. Arriba, capa que representa la litosfera antes de colocarla sobre la astenosfera experimental, está invertida.

Fig. 4-4: A) Cartoon showing the dimensions and the layering of the experimental set-up for the lithospheric detachment experiments. See text for further details. B) Photograph of a model. The top photograph is the lithospheric layer inverted before set it up on the experimental.

Durante los experimentos la parte inferior del muro de plastilina se fundía y extendía, ya que la plastilina *Weible red* sí se mezcla con la vaselina, y al hacerlo, su viscosidad disminuye de manera importante (Fig. 4-2C). Aunque el flujo del material fundido de la base de los muros de plastilina en algunas ocasiones tocó las placas laterales (Fig. 4-3C-3), el contacto con ellas no tuvo influencia alguna en el desarrollo de la deformación de las capas que conformaban la litosfera experimental. Con la excepción de Ob6 y Ob7, los modelos se realizaron con unas pequeñas cuñas en su final, facilitando que los modelos se plegaran alrededor de un eje

vertical y que no desarrollaran un tren de pliegues con ejes horizontales (bloques blancos en Fig. 4-3C).

Se controló el progreso de la deformación en todos los experimentos gracias a una cámara fotográfica cenital (Fig. 4-3C). Las imágenes digitales se tomaron cada minuto. Con estas fotografías se pudieron realizar vídeos de la evolución en planta de los experimentos, en los que se utilizó cada fotografía como un fotograma y se montaron 24 fotogramas por segundo, de forma que cada segundo del vídeo representa 24 minutos del experimento. Algunos de estos vídeos se pueden encontrar dentro de la aplicación informática del Anexo D1 y todos ellos de manera aislada en el Anexo D4. La temperatura de los modelos se registró mediante un termómetro electrónico con memoria que disponía de cuatro sensores que fueron situados a un lado del modelo y, cada uno, en una de las distintas cuatro capas que los conformaban. En el Anexo D4 se encuentran varios vídeos en los que se puede observar la evolución de los experimentos.

4.2.3 Experimentos de desprendimiento litosférico

Tras obtener los resultados del modelado de plegamiento oroclinal se efectuaron cuatro experimentos (D1-D4) para estudiar el efecto de una gravedad sobre las estructuras desarrolladas durante el plegamiento oroclinal. Dado que la plastilina presenta un límite elástico o de fluencia relativamente elevado (e.g. Zulauf y Zulauf, 2004), las condiciones de gravedad naturales no permiten el hundimiento de un material más denso en ellas. Por esta razón, se decidió forzar la aceleración gravitatoria con experimentos de centrifugado.

La centrifugadora usada (Rotosilenta 630 RS) es capaz de mantener la temperatura hasta 60°C y de centrifugar por encima de 300G. Sin embargo, esta máquina presenta unas dimensiones limitadas, por lo cual las geometrías obtenidas en los experimentos de plegamiento oroclinal tuvieron que ser reescaladas. El tamaño de la caja o soporte de centrifugado fue la principal limitación, ya que sus dimensiones internas son 12 cm de largo por 8 cm de ancho y X cm de profundidad. Otra limitación que afecta a este tipo de modelado es el hecho de que la centrifugadora utilizada no pueda crear un gradiente de temperaturas, sino que todo el experimento se realiza a temperatura constante. Por otra parte, la arena no se puede utilizar como análogo en estos experimentos puesto que los granos comienzan a comportarse individualmente y se hunden en la plastilina, además de que existe la posibilidad de que se salgan de las cajas de centrifugado y dañen la centrifugadora.

Dadas estas limitaciones se decidió simplificar la litosfera a una única capa, realizada con la plastilina *Weible red*. La astenosfera se volvió a modelar con la plastilina *Beck's Orange* y se seleccionó una potencia de $Ml_m = 1$ cm para la capa que modelizaba la litosfera. Se creó en todos estos modelos una raíz litosférica situada bajo la parte central de la capa 2 cm x 2 cm x 2 cm, de tal manera que la litosfera modelo presentaba una potencia de $Ml_m = 3$ cm en la zona donde la raíz estaba situada (Fig. 4-4) de forma análoga a los resultados obtenidos en los modelos de pandeo.

| | | D1 | D2 | D3 | D4 |
|--------------------|------------------------|----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|
| General | T (°C) | 50 | 55 | 60 | 60 |
| | G | 100 | 100 | 100 | 100 |
| | min | 5 | 10 | 3 | 1 |
| | L* | $2,5 \cdot 10^{-7}$ | $2,5 \cdot 10^{-7}$ | $2,5 \cdot 10^{-7}$ | $2,5 \cdot 10^{-7}$ |
| | | | | | |
| Litosfera | ρ_m (Pa·s) | 1400 | 1400 | 1400 | 1400 |
| | ρ_n (Pa·s) | 3360 | 3360 | 3360 | 3360 |
| | P* | 0,41 | 0,41 | 0,41 | 0,41 |
| | $\eta_{eff\ m}$ (Pa·s) | 36500 | 21900 | 16600 | 16600 |
| | $\eta_{eff\ n}$ (Pa·s) | $5 \cdot 10^{21}$ | $5 \cdot 10^{21}$ | $5 \cdot 10^{21}$ | $5 \cdot 10^{21}$ |
| | η_{eff}^* | $7,3 \cdot 10^{-18}$ | $4,38 \cdot 10^{-18}$ | $3,32 \cdot 10^{-18}$ | $3,32 \cdot 10^{-18}$ |
| | T* | $7,3 \cdot 10^{-13}$ | $4,38 \cdot 10^{-13}$ | $3,32 \cdot 10^{-13}$ | $3,32 \cdot 10^{-13}$ |
| Astenosfera | ρ_m (Pa·s) | 1250 | 1250 | 1250 | 1250 |
| | ρ_n (Pa·s) | 3100 | 3100 | 3100 | 3100 |
| | P* | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 |
| | $\eta_{eff\ m}$ (Pa·s) | 7330 | 1706 | 590 | 590 |
| | $\eta_{eff\ n}$ (Pa·s) | $1 \cdot 10^{21}$ | $3,9 \cdot 10^{20}$ | $1,78 \cdot 10^{20}$ | $1,78 \cdot 10^{20}$ |
| | η_{eff}^* | $7,3 \cdot 10^{-18}$ | $4,38 \cdot 10^{-18}$ | $3,32 \cdot 10^{-18}$ | $3,32 \cdot 10^{-18}$ |
| | | | | | |

Tabla 4-3: Razones de escalado entre la naturaleza y los modelos.

Table 4-3: Scaling parameters between experiments and nature.

Todos los experimentos se precalentaron a diferentes temperaturas (50°, 55° y 60°C) y se ejecutaron en una centrifugadora térmica bajo condiciones de 100G. Esta situación hace que cada uno de ellos presente un escalado ligeramente distinto a los demás; por ello, las razones de escalado están expuestas detalladamente en la Tabla 4-3. El escalado del tiempo se ha desarrollado, como en el caso anterior, siguiendo la fórmula $T^* = M^*/P^*L^*G^*$. Desafortunadamente no fue posible conocer ni las velocidades de deformación ni la propia velocidad del proceso,

por lo que no se han podido calcular los parámetros reales ni teóricos para V^* ni $\dot{\epsilon}^*$.

4.2.4 Tomografía Computerizada

Una vez hecha la experimentación existen varios modos de obtener la geometría en tres dimensiones de los modelos tras la deformación. La forma más clásica de hacerlo consiste en cortar los modelos en diferentes secciones; sin embargo, este método implica la destrucción del modelo. Una alternativa a este método es la Tomografía Computerizada (TC) de rayos X siempre que los materiales utilizados presenten un contraste de densidades suficiente como para distinguirlos mediante esta técnica (Zulauf *et al.*, 2003). Además, es importante decir que la TC es una técnica no destructiva y permite realizar tantas imágenes del interior de un modelo como permita la resolución del aparato que normalmente está por debajo del milímetro (*i.e.* Se podrían realizar más de 100 “cortes” en un modelo de 10 centímetros). No obstante, existen aparatos con resolución hasta nanométrica.

Los modelos resultantes de los experimentos fueron examinados mediante tomografía computerizada en el instituto de neurociencias de la Universidad Goethe de Frankfurt (con una máquina Phillips CT brilliance 6 slice). Las imágenes resultantes en 3D se utilizaron para estudiar la geometría del manto litosférico modelado después de los experimentos de plegamiento oroclinal y desprendimiento litosférico. Solo se cortó uno de los modelos después del escaneo TC (Fig. 4-5). Gracias a la realización de una gran cantidad de imágenes 2D seriadas se puede hacer una reconstrucción de alta resolución en 3D de la geometría interna de los modelos (*e.g.* Colletta *et al.* 1991), lo que lo convierte en un método muy apropiado para modelos realizados con materiales de distintas densidades (Zulauf *et al.*, 2003) como es el caso presentado en este capítulo. Las imágenes planas de la TC se

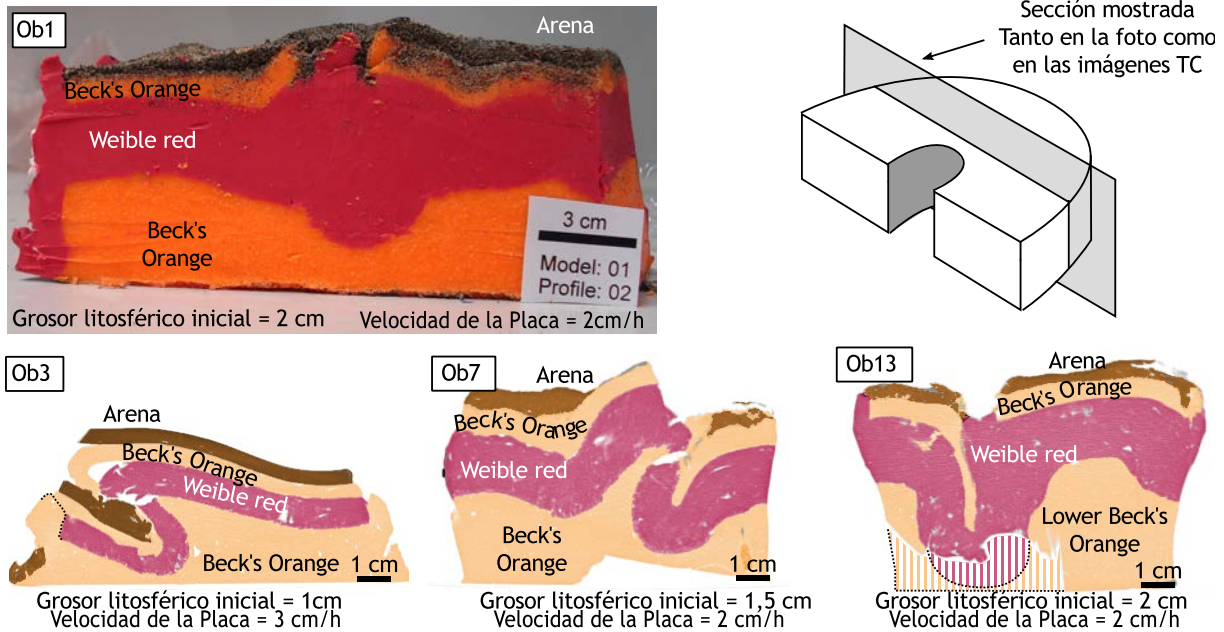


Fig. 4-5: Sección e imágenes de tomografía computarizada de los modelos de plegamiento oroclinal Ob1, Ob3, Ob7 y Ob13 en los que se observan las distintas geometrías de la raíz en función de la potencia de la litosfera mantélica inicial.

Fig. 4-5: Model cross section and computed tomography sections for oroclinal buckling models Ob1, Ob3, Ob7 and Ob13 showing the different morphologies of the lithospheric root depending on the initial mantle lithosphere thickness.

utilizaron para reconstruir imágenes de realidad virtual en 3D mediante el *software SMOOTH* desarrollado en la *Goethe Universität* y que genera archivos estándar de realidad virtual (.wrl), archivos que sirven para generar películas como las presentes en la aplicación informática del Anexo D1. Los archivos .wrl fueron comprimidos a archivos .pdf, que son más accesibles y ocupan menos espacio virtual, y están incluidos en el Anexo D4.

4.3 Resultados

Experimento de plegamiento oroclinal

Los resultados obtenidos de los experimentos de plegamiento oroclinal están resumidos en la Tabla 4-4 y muestran una remarcable consistencia. Los resultados obtenidos resultaron muy semejantes, independientemente de las distintas variables introducidas en los modelos. Tras la experimentación, todos los modelos inicialmente lineares -incluidos aquellos que no se equiparon con cuñas-, se plegaron alrededor de un eje vertical, adquiriendo forma de arco en el que la litosfera mantélica fue acortada en el núcleo del oroclinal experimental y estirada en el exterior de este. Este proceso se produjo de manera independiente a las diferencias en el grosor de las capas que representaban la litosfera y a las distintas velocidades de deformación seleccionadas.

Todos los mantos litosféricos experimentales se engrosaron y se generaron raíces litosféricas en forma de pliegues no cilíndricos como resultado de la acomodación del acortamiento producido en el núcleo de los oroclinales experimentales. Las raíces litosféricas, formadas principalmente por los citados pliegues a escala del manto litosférico,

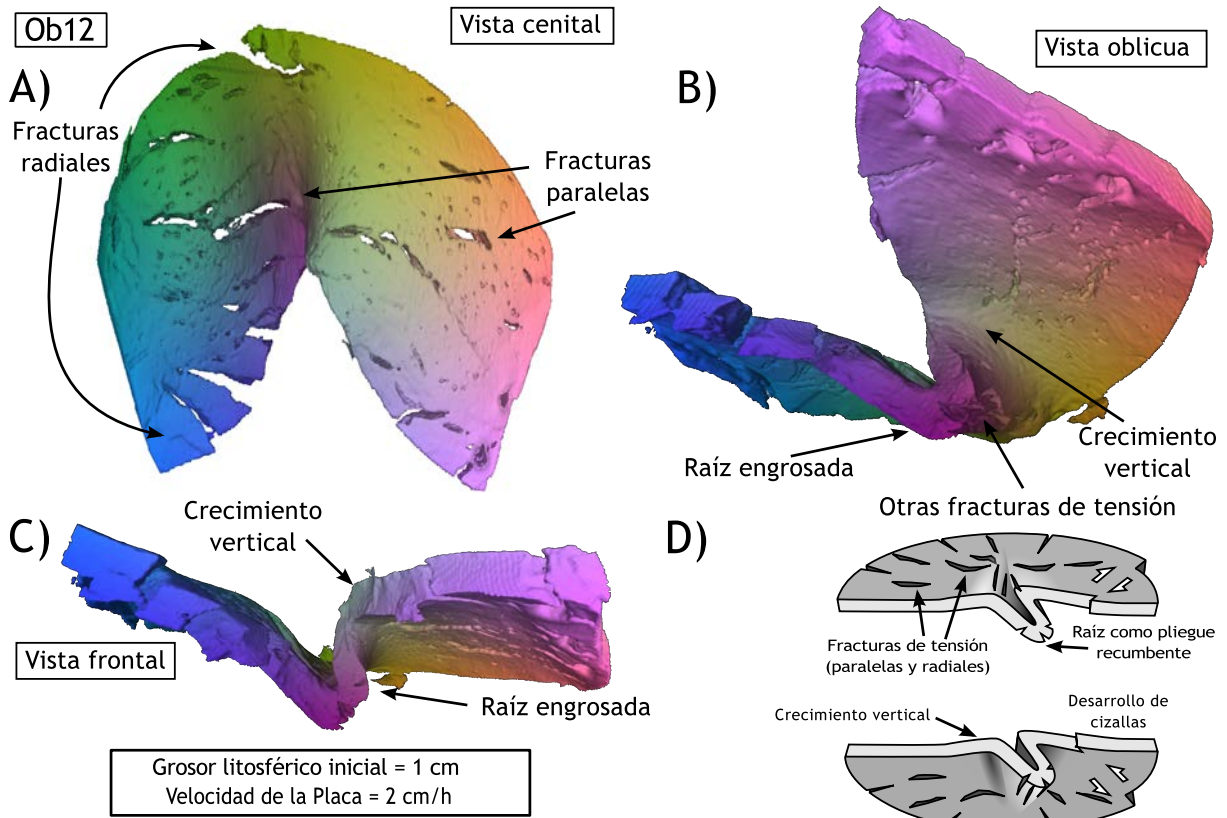


Fig. 4-6: Distintas vistas 3D de la litosfera mantélica del modelo Ob12 cuya potencia inicial fue 1 cm, en las que se muestra el desarrollo de un pliegue casi recumbente como raíz litosférica y un número elevado de fracturas paralelas y radiales. Los colores son un patrón informático para mejorar la representación en 2D de la imagen.

Fig. 4-6: 3D image of model Ob 12 mantle lithosphere layer with 1cm of initial lithosphere thickness showing the development of an almost recumbent non-cylindrical fold as a root and several parallel and radial fractures, from 3 different views: top view (A) oblique view (B) and front view (C). (D) Conceptual interpretation of the results obtained in model Ob 12. Colors are a computer pattern design to improve the visualization of relief when depicted in 2D.

también incluyen la duplicación de la corteza inferior al cabalgar sobre sí misma (Fig. 4-5). En todos los experimentos realizados se observó la génesis de una raíz litosférica entre 2 y 3 veces más potente que la litosfera mantélica original. Así mismo, en todos los modelos se puede apreciar una cierta elevación de la superficie del modelo sobre la zona donde se desarrolla la raíz litosférica. Este crecimiento en la vertical varió entre 0,5 cm y 1,0 cm.

La extensión del arco externo en el manto se produjo mediante fracturas de tensión aproximadamente radiales (e.g. Fig. 4-6; desde este momento llamadas fracturas radiales) mientras que el grosor del manto litosférico experimental en el arco externo, con respecto al del modelo inicial, mantuvo su grosor o fue ligeramente adelgazado. El desarrollo de fracturas de tensión paralelas (desde aquí son llamadas fracturas paralelas) a la dirección de acortamiento es otra de las características que presentaron todos los experimentos realizados. Las fracturas paralelas cruzan la estructura arqueada de los oroclinales experimentales (e.g. Fig. 4-7) y se desarrollaron principalmente en la zona superior del manto litosférico experimental aunque muchas de ellas afectaron a todo el modelo.

La mayor parte de los experimentos muestran unas zonas de cizalla subverticales que se desarrollaron con ángulos de entre 30° y 40° respecto a la dirección de acortamiento.

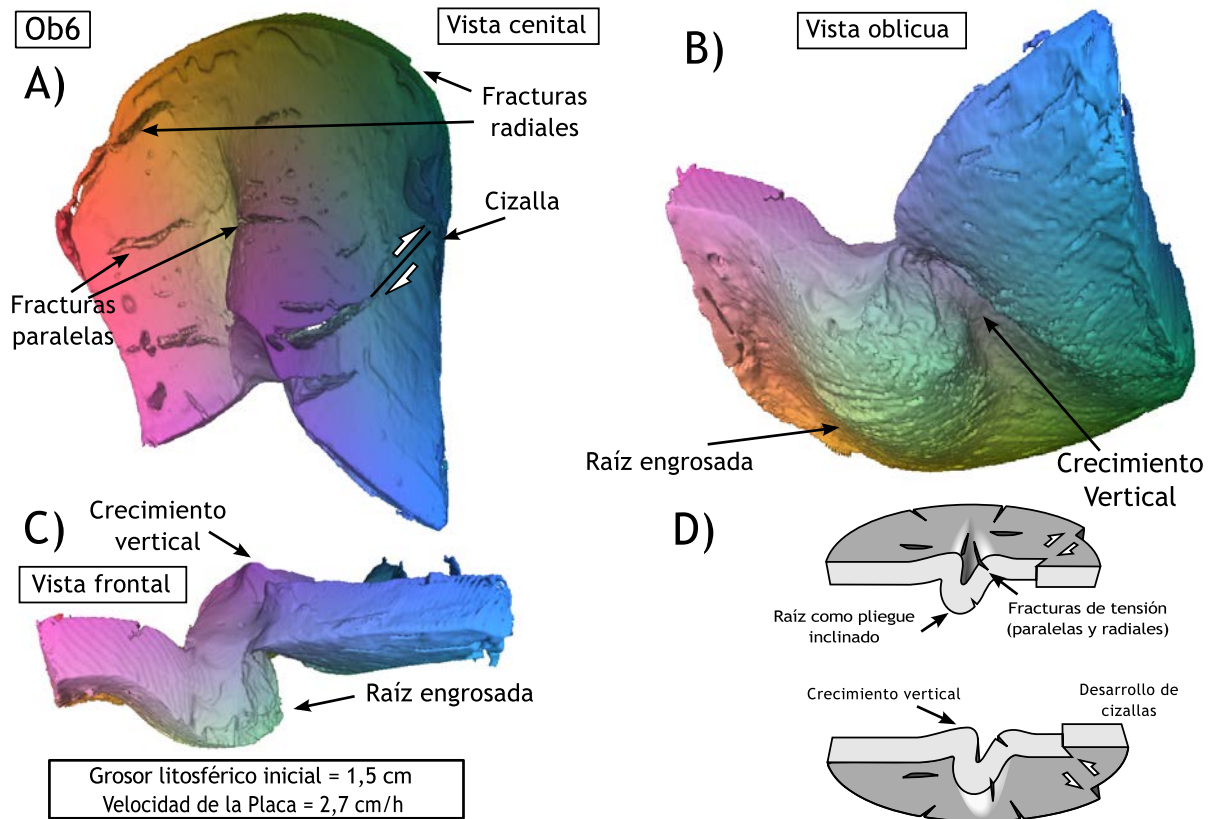


Fig. 4-7: Distintas vistas 3D de la litosfera mantélica del modelo Ob6 cuya potencia inicial fue 1,5 cm, en las que se muestra el desarrollo de un pliegue invertido como raíz litosférica y varias fracturas paralelas y radiales. Los colores son un patrón informático para mejorar la representación en 2D de la imagen.

Fig. 4-7: 3D image of model Ob6 mantle lithosphere with an initial lithosphere thickness of 1.5 cm depicting the development of a non-cylindrical overturned fold root and the development of parallel and radial fractures and a small shear zone. Lettering is as in Figure 5. (D) Conceptual interpretation of the results obtained in model Ob 6. Colors are a computer pattern design to improve the visualization of relief when depicted in 2D.

Estas zonas de cizalla cortan el trazado arqueado de los modelos (e.g. Figs. 4-7, 4-8 y 4-9). En tres de los experimentos (Ob4, Ob9 y Ob14) se generó una zona de cizalla dominante que afectó a todas las capas del modelo (e.g. Fig. 4-9).

De los experimentos se obtuvieron tres geometrías para el plegamiento del manto litosférico -recumbente, invertido y vertical- en función del grosor inicial de la litosfera experimental (Fig. 4-5) y serán descritas a continuación. No se observó una influencia significativa en las geometrías resultantes en función de las variaciones en la velocidad de deformación o del perfil térmico, si bien, dichas variaciones, como se ha argumentado previamente, tuvieron que ser bastante pequeñas para poder conservar un correcto escalado (Tabla 4-4).

Se realizaron tres experimentos (Ob3, Ob4 y Ob12) con un manto litosférico experimental de grosor $MI_m = 1\text{cm}$ (ca. 40 km) y el modelo Ob12 (Fig. 4-6) es una buena representación de los resultados obtenidos con los tres (en el Anexo D4 se pueden ver los resultados de los modelos Ob3 y Ob4). Los modelos con este grosor inicial desarrollaron una raíz litosférica en forma de pliegue apretado y casi recumbente bajo el arco interno del experimento. El eje de estos pliegues litosféricos apunta hacia el arco externo del oroclinal

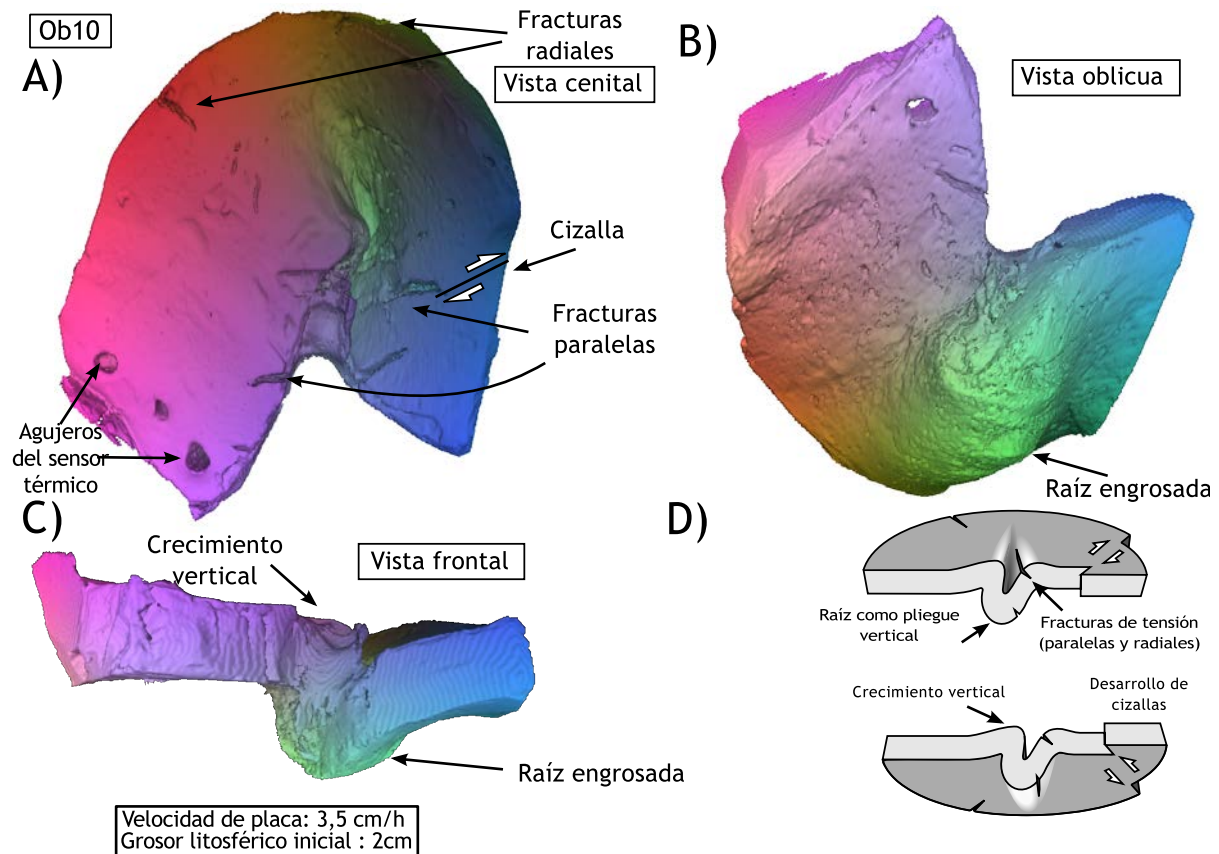


Fig. 4-8: Distintas vistas 3D de la litosfera mantélica del modelo Ob10 cuya potencia inicial fue 1,5 cm, en las que se muestra el desarrollo de un pliegue ligeramente invertido como raíz litosférica y varias fracturas paralelas y radiales. Los colores son un patrón informático para mejorar la representación en 2D de la imagen.

Fig. 4-8: 3D image of model Ob10 mantle lithosphere. With an initial lithosphere thickness of 2 cm showing the development of a slightly overturned root. Few radial and parallel fractures grew up and a small shear zone can be observed. Lettering is as in figure 5. (D) Conceptual interpretation of the results obtained in model Ob 10. Colors are a computer pattern design to improve the visualization of relief when depicted in 2D.

experimental (Fig. 4-5Ob3, Fig. 4-6C). Adicionalmente estos experimentos desarrollaron bastantes fracturas radiales y paralelas (Tabla 4-4) que afectaron a todo el manto litosférico (Fig. 4-6B). Aunque en el modelo Ob12 no se han identificado zonas de cizalla, el modelo Ob3 presenta una incipiente cizalla y el Ob4 es uno de los modelos que desarrolló una cizalla mayor, hecho que afectó a todo el experimento.

Los cinco experimentos (Ob2, Ob5, Ob6, Ob7 y Ob11) que se efectuaron con un manto litosférico de potencia inicial $Ml_m = 1.5$ cm (ca. 60 km) desarrollaron también una raíz litosférica en el arco interno causada por el plegamiento de la propia capa. Sin embargo, los pliegues desarrollados en este caso muestran un plano axial más verticalizado y son más apretados. En todos los experimentos el arco externo se extendió por medio de fracturas radiales y también se desarrollaron fracturas paralelas que con frecuencia atraviesan todo el grosor de la litosfera mantélica experimental. No obstante, estos modelos presentan un menor número de fracturas que los modelos cuya potencia inicial del manto litosférico fue 1 cm (Tabla 4-4). En tres de los experimentos se produjeron zonas de cizalla oblicuas a la dirección de acortamiento con desplazamientos menores de 1 cm. La Figura 4-7 muestra los resultados del experimento más representativo de este grupo. El Anexo D4 contiene las imágenes 3D del resto de los modelos y la Tabla 4-4 las principales observaciones.

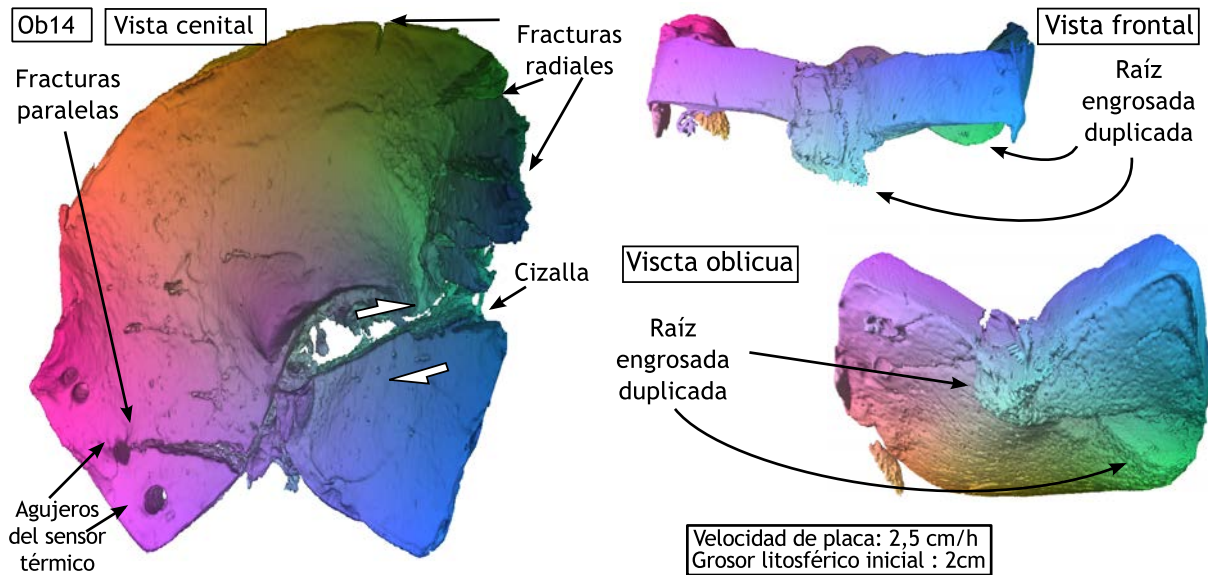


Fig. 4-9: Distintas vistas 3D de la litosfera mantélica del modelo Ob14 en el que se muestra el desarrollo de una gran zona de cizalla que interfirió en el crecimiento de la raíz. Para más detalles ver texto.

Fig. 4-9: 3D image of model Ob14 lithosphere showing the development of a large shear zone which interfered with the growing of the root. See text for explanation.

Finalmente, los seis experimentos restantes (Ob1, Ob8, Ob9, Ob10, Ob13 y Ob14) fueron realizados con una litosfera mantélica inicial de $Ml_m = 2 \text{ cm}$ (ca. 80 km). En ellos se formaron también raíces en forma de pliegues a escala litosférica, aunque en este caso presentan dos geometrías con ligeras diferencias: pliegues verticales muy apretados (Figs. 4-5Ob13 y 4-8) y un tren de pliegues no cilíndricos verticales parecidos a *mullions* (Fig. 4-5Ob1). En este grupo de experimentos se desarrollaron un menor número de fracturas, tanto radiales como paralelas (Tabla 4-4), que en los casos anteriormente descritos. En tres de los modelos aparecieron zonas de cizalla menores de un centímetro de desplazamiento mientras que dos de ellos desarrollaron grandes zonas de cizalla que afectaron a la totalidad del

| Model | cm | cm/h | Forma de la Raíz | Cizallas | Fracturas de tensión mayores |
|-------|-----|------|--------------------|-----------------|------------------------------|
| Ob4 | 1 | 1 | Pliegue recumbente | Grande | 12 |
| Ob12 | 1 | 2 | Pliegue recumbente | Sin identificar | 14 |
| Ob3 | 1 | 3 | Pliegue recumbente | Pequeña | 10 |
| Ob2 | 1,5 | 1,5 | Pliegue invertido | Pequeña | 7 |
| Ob7 | 1,5 | 2 | Pliegue invertido | Sin identificar | 7 |
| Ob11 | 1,5 | 2 | Abortado al 30% | - | - |
| Ob5 | 1,5 | 2,2 | Pliegue invertido | Pequeña | 6 |
| Ob6 | 1,5 | 2,7 | Pliegue invertido | Pequeña | 6 |
| Ob1 | 2 | 2 | Mullions cónicos | Sin identificar | 3 |
| Ob8 | 2 | 2 | Pliegue vertical | Grande | 4 |
| Ob13 | 2 | 2 | Pliegue vertical | Pequeña | 5 |
| Ob9 | 2 | 2,5 | Pliegue vertical | Grande | 4 |
| Ob14 | 2 | 2,2 | Pliegue vertical | Grande | 5 |
| Ob10 | 2 | 3,5 | Pliegue vertical | Pequeña | 4 |

Tabla 4-4: Resumen de los resultados del experimento de plegamiento oroclinal. Fracturas mayores se refiere a fracturas de tensión que rompieron la capa de la litosfera mantélica entera.

Table 4-4: Synthesis of the results obtained from the orocline buckling experiment. Major fractures refer to tensile fractures that break the entire lithospheric-mante layer.

modelo.

Como se ha comentado previamente, tres de los experimentos respondieron al acortamiento con zonas de cizalla que afectaron a la totalidad del modelo y que presentaron desplazamientos por encima de los 2 cm (>80 km). Dos de ellos pertenecen al grupo de experimentos con litosfera mantélica experimental de grosor $MI_m = 2$ cm (Ob9 y Ob14) y desarrollaron una raíz con forma de pliegue vertical apretado. La raíz del modelo Ob4 ($MI_m = 1$ cm) es similar a un pliegue recumbente.

El modelo Ob14 (Fig. 4-9) es el más representativo de los tres modelos en que se puede observar una raíz desarrollada de manera más o menos incompleta en el arco interno. Se observa una réplica de la raíz situada en una posición ligeramente descentrada con respecto al arco interno y que se interpreta como producida por los efectos de la cizalla formada en uno de los flancos del oroclinal experimental y que presenta una dirección oblicua a la dirección de acortamiento. Este modelo también presenta fracturas paralelas y radiales, estas últimas situadas preferentemente en el flanco del oroclinal no afectado por la cizalla.

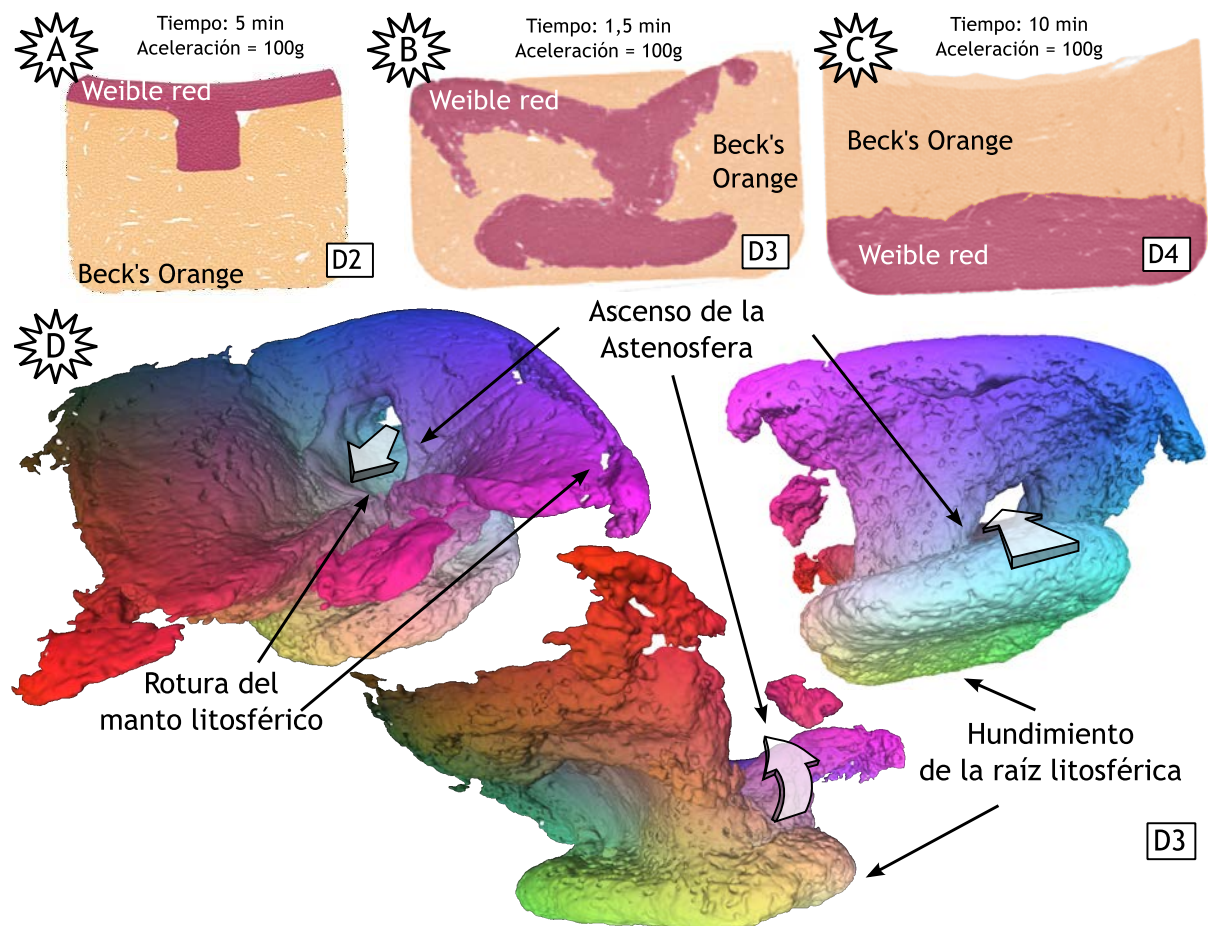


Fig. 4-10: A) Secciones de Tomografía de 3 de los experimentos realizados con su respectiva organización inicial. B) Modelo 3D del experimento que fue parado durante el proceso de desprendimiento litosférico.

Fig. 4-10: A) Computed Tomography sections of models three of the models showing the initial set up. B) 3D model of the experiment stopped during the mantle removal.

Experimentos de desprendimiento litosférico

De los cuatro experimentos realizados (D1, D2, D3 y D4), en solo dos se observó el hundimiento de la litosfera en la astenosfera (Tabla 4-3). Este hundimiento está condicionado por la temperatura a la que se realizaron los experimentos, y con los materiales y condiciones análogas seleccionadas solo fue posible observarlo en los experimentos precalentados a 60°C. No obstante, en el experimento realizado a 55°C se observa flexión litosférica hacia la raíz (Fig. 4-10A) mientras que en el experimento realizado a 50°C no se observó ningún indicio de que se hubiese producido flexión o hundimiento de la litosfera mantélica.

A 60°C el proceso de desprendimiento del manto litosférico análogo se produce con facilidad (Tabla 4-3, Fig. 4-10B y C) y la litosfera se hunde completamente. Uno de los experimentos (Fig. 4-10B y D) fue detenido durante el proceso de hundimiento del manto litosférico para intentar observar los mecanismos que actuaban durante el mismo.

Por último, el modelo D4 (Fig. 4-10C) muestra cómo toda la litosfera, que originalmente era más densa que la astenosfera, se hunde adquiriendo una forma tabular condicionada por la parte inferior de la caja de centrifugado. En el modelo D3 (Fig. 4-10B y D) se puede interpretar que el desprendimiento de la litosfera pudo haber comenzado como una inestabilidad de Rayleigh-Taylor (Molnar *et al.*, 1998) pero en el que la litosfera no se comporta como un fluido puro, sino que se fractura, y la raíz litosférica comienza a desgajarse del resto de la litosfera a la vez que la astenosfera fluye hacia arriba aprovechando las fracturas desarrolladas (Fig. 4-10B y D).

4.4 Limitaciones e interpretación de los resultados

Los experimentos termomecánicos y de centrifugado han producido datos que ayudan a interpretar los procesos que ocurren durante la deformación y evolución del manto litosférico durante un plegamiento oroclinal. En general, estos resultados amplían el conocimiento y permiten una mejor comprensión de los procesos litosféricos; en particular, aportan nuevas perspectivas acerca del desarrollo de oroclinales a escala litosférica y de la relación entre los oroclinales y los procesos de desprendimiento del manto litosférico. Sin embargo, estos experimentos también muestran limitaciones debidas al comportamiento de los materiales análogos, las condiciones de laboratorio y el escalado de los modelos y condiciones experimentales.

Los experimentos de plegamiento oroclinal

Los experimentos de plegamiento oroclinal, de manera independiente a su construcción inicial, muestran un patrón de deformación caracterizado por un acortamiento extremo en el núcleo y la generación de una raíz litosférica bajo el mismo, y también por la extensión del arco externo a través de fracturas extensionales. Este patrón de deformación es similar al que predijeron Ries y Shackleton (1976), quienes sugirieron que la deformación

tangencial-longitudinal es el principal mecanismo de plegamiento litosférico. Este, como ya se ha comentado en el Capítulo 1, es el mecanismo propuesto por Gutiérrez-Alonso *et al.* (2004) para explicar la formación del oroclinal Ibero Armoricano basado en datos paleomagnéticos, estructurales, geocronológicos y geoquímicos.

Las morfologías obtenidas para las raíces litosféricas son muy similares a las obtenidas en modelizaciones numéricas y análogas de convergencia de placas en experimentos en los que no se consideró la existencia de zonas de subducción previas, como es el caso de la región que nos ocupa, o en experimentos de colisión intraplaca (*e.g.* Pysklywec *et al.*, 2002; Luth *et al.*, 20010). La diferencia es la génesis de una marcada geometría no cilíndrica que es debida al plegamiento oroclinal que se genera alrededor de un eje vertical (Ver Capítulo 3; Pastor-Galán *et al.*, 2012a, Figs. 4-7, 4-8, 4-9), mientras que los modelos análogos de convergencia paralela (*e.g.* Shemenda y Grocholsky, 1992; Luth *et al.*, 2010) o los modelos numéricos de colisión intraplaca y convergencia de geometría tridimensional desconocida (Arnold *et al.*, 2001; Pysklywec *et al.*, 2002, 2010; Pysklywec, 2006) presentan geometrías cilíndricas.

Teniendo en cuenta los modelos numéricos en dos dimensiones (*e.g.* Schott y Schmeling, 1998; Pysklywec *et al.*, 2002, 2010; Pysklywec, 2006; Morecy y Doin, 2004), una raíz litosférica como la obtenida en los experimentos es inestable gravitacionalmente (Leech, 2001) y es susceptible de desprenderse de la corteza en un proceso de delaminación (Bird, 1979) o de goteo (*dripping*; Molnar *et al.*, 1998). Sin embargo, ninguno de estos dos procesos ocurrió en los experimentos debido a las limitaciones de tamaño y a los materiales análogos utilizados; por el contrario, las limitaciones causaron el efecto observado de crecimiento vertical sobre la raíz litosférica. Este efecto adverso no pudo evitarse, porque la conductividad térmica de la plastilina es bastante baja (alrededor de 0,65 y 0,8 W/m·K; Touloukian *et al.*, 1970). Debido a ello, no se pudo construir una capa astenosférica más potente, puesto que, si hubiera sido superior a 4 o 5 cm, no habría mantenido un gradiente térmico realista que permitiese el correcto escalado de los modelos.

Como se ha observado, los 5 centímetros han resultado insuficientes para evitar el efecto del límite inferior de los experimentos (la plancha de cobre). Este límite inferior impidió el desarrollo y hundimiento de la litosfera. Además, al observar los datos de los experimentos de delaminación (discutidos a continuación) parece probable que la plastilina *Beck's Orange* presente un límite plástico a las temperaturas utilizadas demasiado grande como para permitir que la plastilina *Weible red* se desprenda y hunda bajo las condiciones de gravedad naturales, al menos mientras se realizan los experimentos. De ser así, el uso de una plastilina más densa, y por lo tanto sobreescalada, no habría producido ningún resultado diferente ya que el análogo de la astenosfera no le habría permitido descender. Así, cuando el manto litosférico experimental no pudo hundirse más, comenzó a desarrollarse una protuberancia topográfica que probablemente no se corresponde con el efecto real que se produce en la naturaleza. Sin las limitaciones comentadas, el proceso esperado sería el contrario, que es lo observado en los modelos numéricos y en la naturaleza, donde el hundimiento dinámico del manto litosférico habría tirado de la corteza situada sobre él y habría dado lugar a subsidencia y presencia de cuencas sedimentarias (*e.g.*

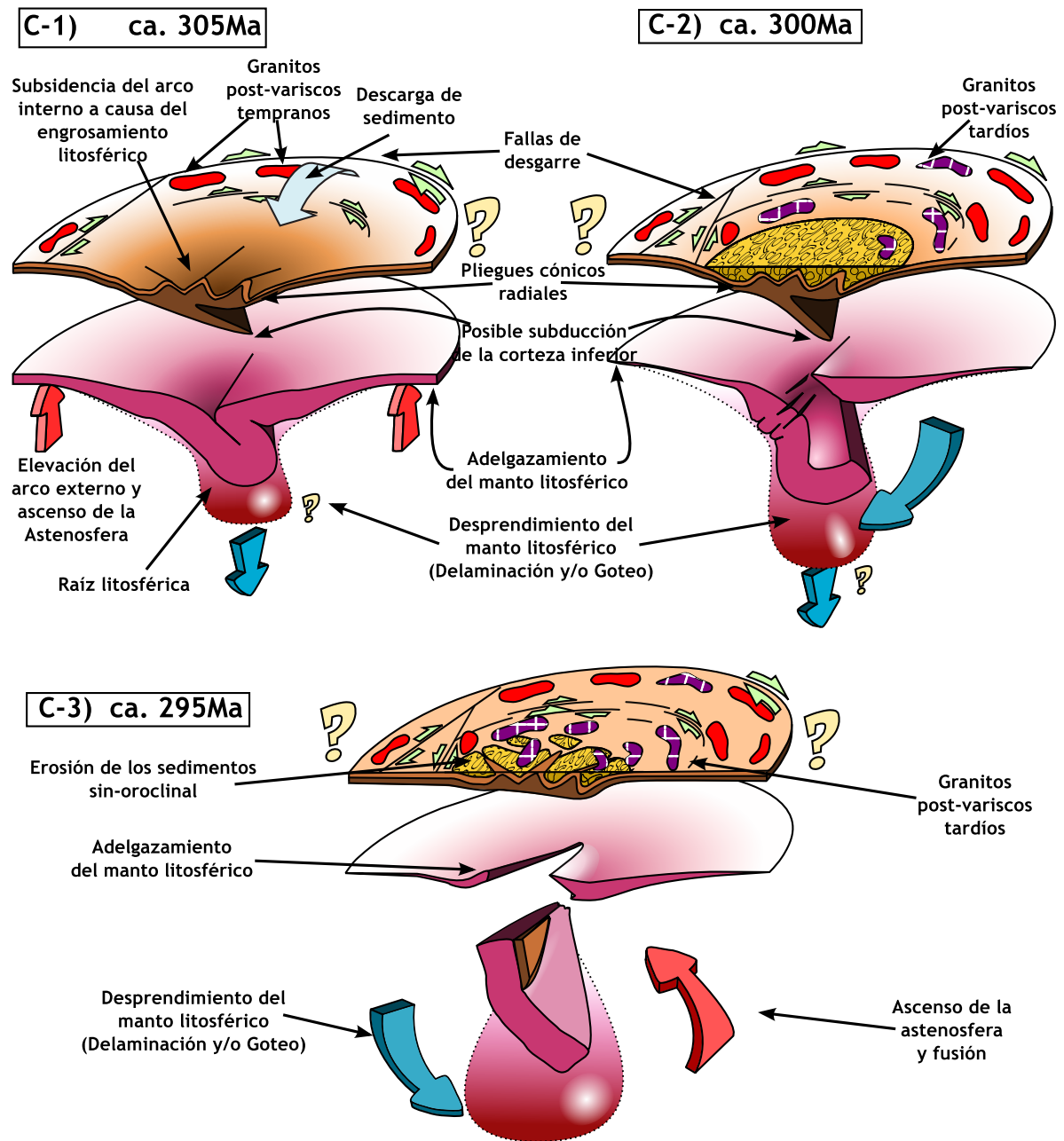
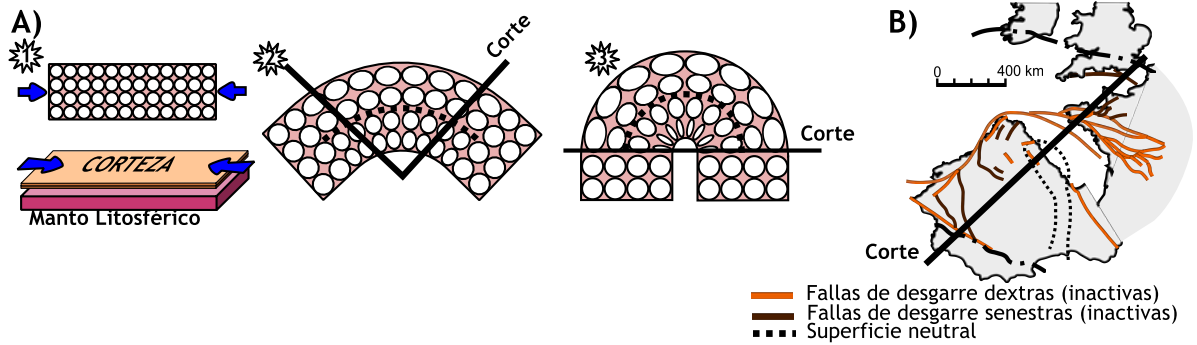
Fillerup *et al.*, 2010; Muñoz-Quijano y Gutiérrez-Alonso, 1997a; 1997b; Capítulo 5).

Otra de las características observadas en todos los modelos es la extensión del arco externo producida fundamentalmente por fracturas radiales. Un comportamiento frágil como este es difícil de concebir en la litosfera mantélica de la tierra, donde la deformación se acomoda mediante procesos plásticos a escala cristalina (*e.g.* Karato y Wu, 1993). El desarrollo de estas fracturas en lugar de un estiramiento viscoso de la litosfera mantélica experimental podría ser debida a que el material superó el límite plástico (sufrió *plastic failure*). De esta manera, cuando la curvatura del oroclinal experimental comenzó a ser pronunciada se produjeron fracturas de Modo 1 (ver Capítulo 2). Además, en la naturaleza el manto litosférico está sometido a una presión de confinamiento tanto vertical como lateral, que impide que la litosfera se comporte de manera frágil, como ha sucedido en todos los modelos realizados.

Además de las previstas fracturas radiales, todos los modelos desarrollaron unas fracturas de tensión paralelas a la dirección de acortamiento y que no parecen plausibles en el manto litosférico de la Tierra. Estas fracturas se desarrollaron con espaciados y distribuciones similares a las observadas en ejemplos de rocas frágiles en la naturaleza (*e.g.* Narr y Suppe, 1991; Mandal *et al.*, 1994; Gross *et al.*, 1995). Las fracturas de tensión de Modo 1 se formaron en los últimos estadios de desarrollo del experimento, posiblemente porque la falta de presión de confinamiento, tanto vertical como lateral, permitió la dilatación de la capa y la superación del límite plástico. Por ello, no pueden ser consideradas como efectos observables en la naturaleza en la misma escala que se produjeron en los modelos, aunque sí pueden reflejar fracturas observadas en la parte superior de la corteza (Pastor-Galán *et al.*, 2011).

Las zonas de cizalla oblicuas (fracturas de modo 2) no se desarrollaron en la totalidad de los modelos, sino que solo tres de ellos controlaron la morfología final del manto litosférico. No obstante, todas ellas se desarrollaron con ángulos menores de 40° respecto a la dirección de acortamiento. Zulauf y Zulauf (2004) ya habían documentado que la plastilina deja de ser un buen análogo para rocas viscosas en los experimentos sometidos a velocidades de deformación relativamente altas ($\dot{\epsilon} > 10^{-3} \text{ s}^{-1}$), porque la deformación tiende a localizarse en fracturas discretas. Es cierto que la velocidad de deformación en los experimentos de plegamiento oroclinal era sustancialmente menor ($\dot{\epsilon} = 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) aunque probablemente las velocidades de deformación locales, principalmente en el arco externo, eran superiores, lo cual pudo causar estas cizallas. En cualquier caso, las zonas de cizalla observadas se parecen a las que se generan en la mayoría de los orógenos curvados, y en muchos de los cuales se ha interpretado que las zonas de cizalla se desarrollaron a la vez que la curvatura (*e.g.* Johnston, 2001; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2010).

Es cierto que las zonas de cizalla a escala litosférica como las de los modelos Ob4, Ob9 y Ob14 (Fig. 4-9; Anexo D4), que asumieron la mayor parte de la deformación, no se encuentran fácilmente en la naturaleza, aunque se han reconocido patrones de zonas de cizalla que en su conjunto pudieron afectar a toda la litosfera, como las cizallas del Macizo Armoricano (Francia) o Porto-Tomar (Portugal; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2010). No obstante la interpretación más sencilla de estas grandes cizallas en los modelos es que se formaron



aprovechando alguna fractura de tensión previa y que a partir de ese momento fueron las estructuras encargadas de acomodar la mayor parte de la deformación.

La última de las limitaciones detectadas ha sido la imposibilidad de medir la temperatura en la raíz litosférica. La temperatura en la raíz pudo ser presumiblemente más alta que la medida en los lados de los modelos ya que la raíz se situaba más cerca de la plancha térmica de cobre aunque la baja conductividad térmica de la plastilina haría que la temperatura no subiese de manera inmediata. Habría sido de gran utilidad conocer esta temperatura para poder comparar los resultados con los modelos numéricos y los datos de campo, porque el mecanismo de engrosamiento litosférico en la naturaleza conduce a un incremento en el flujo térmico lo que eleva las isothermas del manto. Este incremento térmico es el que induce, junto con el aumento de densidad al alcanzar mayor profundidad la raíz, los cambios físico-químicos en el manto litosférico, que aumentan su densidad y permiten su desprendimiento (Leech, 2001).

Los experimentos de desprendimiento litosférico

Los experimentos de centrifugado realizados por encima de 60°C permitieron el desprendimiento de la litosfera con relativa facilidad. Sin embargo, por debajo de 60°C, dicho proceso no ha ocurrido. Este hecho hace pensar que a temperaturas menores de 60°C y bajo las condiciones aplicadas (100G) no se ha superado el límite elástico o de fluencia de la plastilina (*Beck's Orange*; Zualuf y Zulauf, 2004). Esta ha resultado ser la principal limitación de estos experimentos.

El modelo D3 muestra que, con las condiciones seleccionadas, los procesos de goteo y delaminación parecen actuar a la vez. El desprendimiento de la litosfera parece ser similar al interpretado recientemente en los Cárpatos bajo el arco de Vrancea (*e.g.* Fillerup *et al.*, 2010). Siguiendo las normas de escalado para procesos litosféricos (Davy y Cobbold, 1991),

Fig. 4-11: Interpretación propuesta para el desarrollo del oroclinal Ibero Armoricano a escala litosférica en viñetas. A) (1) Estado litosférico inicial de un orógeno Varisco linear o casi linear; (2) vista en planta de los efectos que produciría un oroclinal formado por el mecanismo de deformación longitudinal-tangencial, el corte corresponde con la el bloque diagrama C-1; (3) vista en planta del estadio final del plegamiento oroclinal, el corte corresponde con el bloque diagrama C-2. B) Mapa del final del desarrollo del oroclinal tras el desprendimiento litosférico pero anterior a la apertura del golfo de Vizcaya. El corte corresponde con el bloque diagrama C-3. C) (1) Bloque diagrama simplificado que muestra el estado del oroclinal durante el Kasimoviense inferior (ca. 305 millones de años) en el que se muestra el adelgazamiento del arco externo y el engrosamiento del arco interno. (2) Bloque diagrama del estado del oroclinal en el límite Carbonífero-Pérmico. (3) Bloque diagrama que muestra el final del proceso de desprendimiento litoférico y su sustitución por la astenosfera.

Fig. 4-11: Cartoon depicting the proposed interpretation for Ibero Armorican orocline lithospheric development during and after orocline buckling. A) (1) Sketch showing an ideal initial stage of a linear or nearly linear Variscan belt and its plan view; (2) plan view of the effects at middle stage of the orocline buckling based on the deformation mechanism proposed (longitudinal tangential strain) showing a cross-section which corresponds to the C-1 block diagram; (3) plan view of the final stage of orocline buckling displaying a cross-section which is represented in C-2 block diagram. B) Map view of the final stage of orocline after lithospheric delamination and/or dripping but before the opening of Biscay Bay showing a cross-section which correspond with block diagram C-3. C) (1) Simplified block diagram of the orocline at ca. 305Ma showing stretching in the outer arc and thickening in the inner arc. (2) Block diagram showing the effects of orocline buckling at ca. 300Ma. The growing of the root created a basin in the core of the arc, this lithospheric root became unstable and begun to break. (3) Block diagram showing the final stage of delamination and or dripping with the replacement of the mantle lithosphere by upwelling asthenosphere.

el proceso de completa sustitución de la raíz litosférica por la astenosfera habría durado unos 15 millones de años (Tabla 4-3; Fig. 4-10C) y se situaría en un estadio intermedio como el observado en la Figura 4-10B y D en unos 8 millones de años. Estos datos están en concordancia con los resultados de Pysklywec y Cruden (2004), aunque, en este último caso, el desprendimiento litosférico ocurría sólo por goteo debido a las características de los materiales usados, siliconas con mucha menor viscosidad. Asimismo, estos resultados también están de acuerdo con los modelos cinemáticos y dinámicos teóricos propuestos para el desprendimiento del manto litosférico bajo el Oroclinal Ibero Armoricano (e.g. Fernández-Suárez *et al.*, 2000; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011a, 2011b).

4.5 Implicaciones de los resultados obtenidos en el oroclinal Ibero Armoricano

Los resultados obtenidos en ambos experimentos se pueden interpretar de acuerdo con la mayoría de los datos estructurales, paleomagnéticos, petrológicos y geocronológicos conocidos del oroclinal Ibero Armoricano y descritos en los Capítulos 1, 2, 3 y 5 de esta tesis. Además, los datos experimentales obtenidos mejoran el conocimiento de los procesos involucrados y de la dinámica de plegamiento de los oroclinales a escala litosférica y del oroclinal Ibero Armoricano en particular.

Como se ha comentado en los epígrafes anteriores, la mayor diferencia entre los distintos experimentos de plegamiento oroclinal que se ha encontrado ha sido la existencia de distintas morfologías de la raíz litosférica en función del grosor inicial del manto litosférico experimental. Como es imposible conocer cuál era el verdadero grosor de la litosfera Varisca en el Carbonífero Inferior, no se puede afirmar cuál de los resultados obtenidos concuerda mejor con lo que pudo haber sucedido en el oroclinal Ibero Armoricano. De todas formas, cualquiera de las morfologías desarrolladas supone una gran raíz litosférica susceptible de un subsecuente desprendimiento y hundimiento en el manto astenosférico (Pysklywec y Cruden, 2004), como ha revelado el experimento de desprendimiento litosférico. Estos datos experimentales concuerdan bien con las observaciones geológicas realizadas en el oroclinal Ibero Armoricano, de forma que el modelado análogo apoya la hipótesis planteada por Gutiérrez-Alonso *et al.*, (2004, 2011a) para el oroclinal Ibero Armoricano basada en deformación longitudinal-tangencial a escala litosférica.

La Figura 4-11 es una reinterpretación del modelo completo de plegamiento oroclinal basado en todos los datos geológicos comentados en los Capítulos 1, 2, 3 y 5 (Fernández-Suárez *et al.*, 2000; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004, 2011a, 2011b) así como en los resultados obtenidos del modelado análogo de plegamiento oroclinal y desprendimiento litosférico presentados en este capítulo. Se ha seleccionado el caso de los modelos cuyo manto litosférico tenía una potencia intermedia (ca. 60 km) que es un resultado plausible en una etapa postorogénica. En cualquiera de los casos, las tres geometrías de la raíz obtenidas en los modelos son coherentes con los datos geológicos y en consecuencia aplicables a esta ilustración.

Los experimentos han mostrado cómo durante un plegamiento oroclinal a escala litosférica, se formaba una raíz con un grosor entre 2,5 y 3 veces más que la litosfera original debido al acortamiento mientras que el arco externo del oroclinal se extendería. Una raíz de ese tipo sería más densa que la astenosfera debido al metamorfismo que sufriría (Leech, 2001). Cuando la raíz dejase de ser estable, se desprendería por efecto de la gravedad, provocando el ascenso de la astenosfera como apoyan los modelos preliminares presentados en este capítulo basados en datos geológicos.

La Figura 4-11A muestra un orógeno originalmente linear que fue plegado hace entre 310 y 300 Ma (Fig. 4-11C; Weil *et al.*, 2010; Pastor-Galán *et al.*, 2011; Capítulo 2). Este plegamiento produciría una gran raíz litosférica bajo el núcleo del oroclinal que, a su vez, provocaría subsidencia en el núcleo del oroclinal y extensión de la litosfera en el arco externo, produciendo el ascenso de la astenosfera y, consecuentemente, la fusión y ascenso de rocas ígneas (Fig. 4-11C-1 y 2; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011a, 2011b). Además, en la corteza, la deformación se acomodaría en el arco externo con grandes cizallas como las observadas en el Oroclinal Ibero-Armoricano (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004, 2010), mientras que en la corteza superior del arco interno el acortamiento se acomodaría mediante pliegues cónicos y el rejuego de cabalgamientos y estructuras anteriores (Fig. 4-11C; Pastor-Galán *et al.*, 2012a; Capítulo 3). Después, la raíz litosférica producida se haría inestable y finalmente se desprendería, provocando el ascenso de la astenosfera y la consecuente fusión y ascenso de rocas ígneas (Fig. 4-11C-3).

Se interpreta, gracias a datos geocronológicos y geoquímicos que este proceso ocurrió en el Pérmico Inferior hace entre 300 y 285 millones de años (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011a; 2011b), es decir, inmediatamente después del cierre del arco y en un intervalo temporal coherente con el que los modelos numéricos establecen para este tipo de procesos.

CAPÍTULO 5: GEOCRONOLOGÍA



Los datos de este capítulo han sido sometidos para su revisión a Gondwana Research con título: *Detrital zircon record of the northern Gondwanan margin of NW Iberia in the Paleozoic: passive margin to Variscan collision and orocline development.*

5 Geocronología

La gran base de datos sobre edades de circones presentes en rocas detríticas que se ha estado elaborando durante la primera década del siglo XXI se ha convertido a estas alturas en una importantísima herramienta para comprender la evolución paleogeográfica y tectónica de La Tierra (e.g. Bradley, 2011). La mayor parte de estos estudios han estado enfocados a la evolución del ciclo de los supercontinentes (e.g. Condie y Aster, 2010, Roberts, 2012) y para comprender procesos tales como los cambios topográficos y las tasas de exhumación relacionadas con estos cambios, que ocurren durante los principales eventos tectónicos (e.g. Lonergan y Johnson, 1998; Stewart *et al.*, 2008; Nie *et al.*, 2010; Weislogel *et al.*, 2010).

Las rocas sedimentarias del noroeste de la península Ibérica no han sido una excepción en esta tendencia. La mayoría de los estudios de proveniencia de circones detríticos se han enfocado principalmente a las rocas Ediacarenses a Ordovícicas (e.g. Fernández-Suárez *et al.*, 1999, 2000a, 2002; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2003; Martínez-Catalán *et al.*, 2004; Díez Fernández *et al.*, 2010) con la intención de desvelar la evolución del margen norte de Gondwana durante el final del Neoproterozoico y el Paleozoico Inferior. Durante esta etapa, el margen cambió de un contexto de subducción a un contexto extensivo que incluyó la formación de un nuevo océano, el Reico (e.g. Murphy *et al.*, 2006; para más información ver Capítulo 1).

Pese a la abundancia de datos en la serie Ediacarenses y Paleozoica inferior, existen escasos datos de la serie del Paleozoico Medio y Superior (Martínez-Catalán *et al.*, 2008). Ya se ha señalado anteriormente que durante este periodo de tiempo, en el noroeste de Iberia, ocurrieron cambios en el régimen tectónico de crucial importancia; tales como el cambio de un estadio de margen continental pasivo a un proceso orogénico relacionado con la colisión de Gondwana contra Laurentia (e.g. Franke, 2000; Díez Fernández *et al.*, 2012), el plegamiento oroclinal, el potencial desprendimiento del manto litosférico y su sustitución por la astenosfera (Weil *et al.*, 2001, 2010; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004, 2008a). Un análisis detallado de las poblaciones de circones detríticos en este intervalo de tiempo puede aportar un control importante para el conocimiento de los cambios de proveniencia ocurridos durante la colisión continental, el plegamiento oroclinal y la virtual sustitución del manto.

En este capítulo se presentan las edades de 1404 circones detríticos seleccionados en trece muestras tomadas en la zona Cantábrica, lugar del noroeste de Iberia que conserva la mayor parte de la serie Paleozoica (Capítulo 1) y en cuyas rocas, consecuentemente, habrán quedado registrados los eventos citados en el párrafo anterior. Los datos de este capítulo han sido presentados en un artículo que se encuentra bajo revisión en Gondwana Research

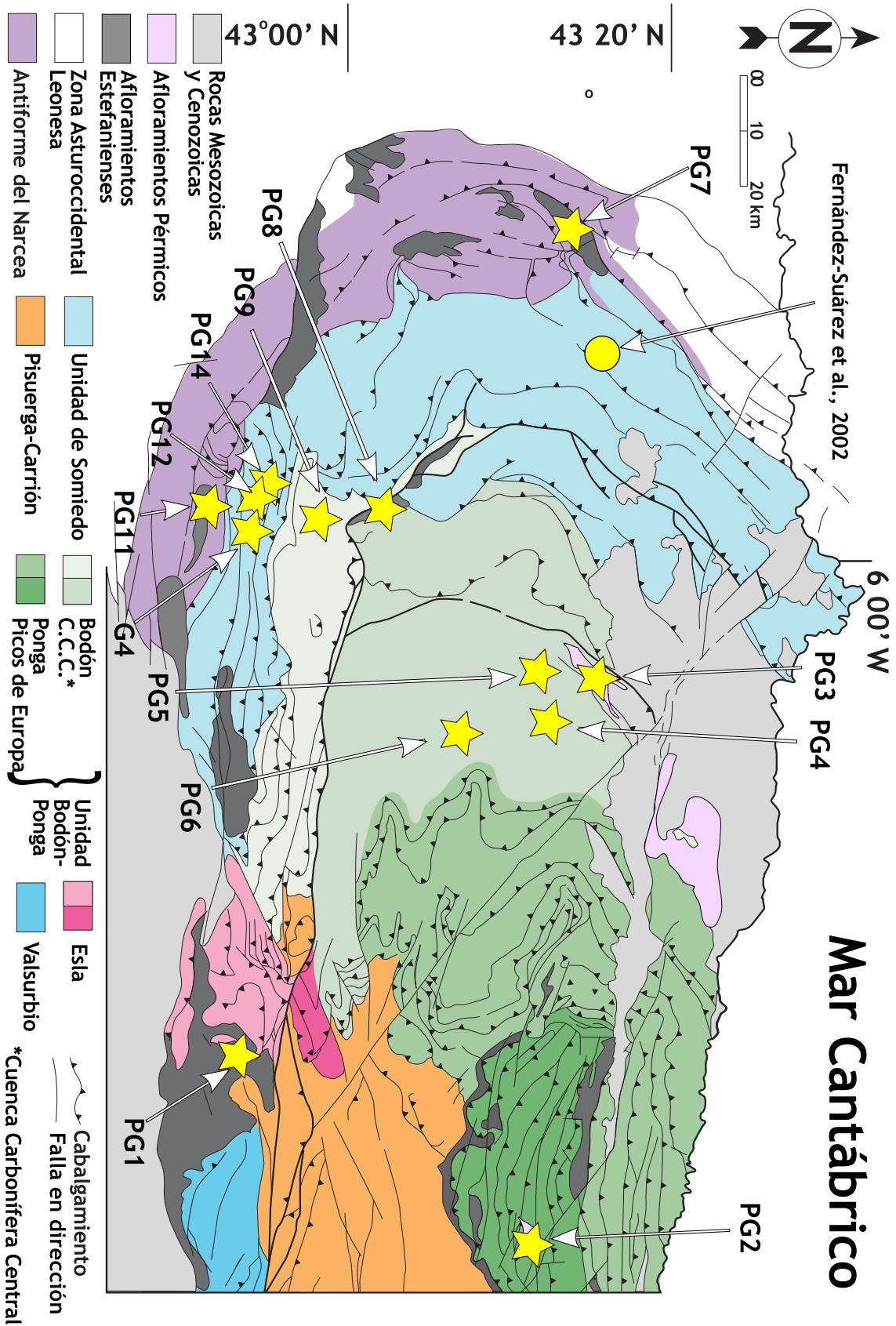


Fig. 5-1: Zonación de la zona Cantábrica según Alonso et al. (2009). En el mapa aparece la situación de las muestras.

Fig. 5-1: Cantabrian Zone zonation after Alonso et al. (2009) showing the main structures and sample situation.

y cuyo título es *Detrital zircon record of the northern Gondwanan margin of NW Iberia in the Paleozoic: passive margin to Variscan collision and orocline development*. El objetivo de este estudio ha sido:

- 1) Caracterizar las fuentes de sedimento durante la etapa anterior a la colisión (Silúrico y Devónico) para delimitar la posible paleogeografía y añadir estos resultados a los datos disponibles (e.g. Fernández-Suárez *et al.*, 1999; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2003; Martínez-Catalán *et al.*, 2004; Díez Fernández *et al.*, 2010) y de esta manera tener un mayor control sobre los sedimentos que serán reciclados durante los procesos tectónicos posteriores.
- 2) Observar, como un tema adicional al principal objetivo de la tesis, posibles cambios de proveniencia durante la evolución Paleozoica del margen de Gondwana, comparando las poblaciones Silúrico-Devónicas con las Ediacarenses-Ordovícicas (para más información ver Capítulo 1).
- 3) Constreñir los procesos de erosión y exhumación de las distintas unidades implicadas en la orogenia Varisca gracias a los cambios observados en las poblaciones de circones en las rocas sinorogénicas.
- 4) Concretar los cambios de proveniencias relacionados con la formación del oroclinal Ibero Armoricano en su núcleo, el oroclinal Cantábrico, incluyendo en el análisis los potenciales efectos topográficos que pudieron tener el plegamiento de toda la litosfera y el subsecuente desprendimiento del manto litosférico.

5.1 Muestreo

Se recogieron trece muestras en la zona Cantábrica con edades comprendidas entre el Silúrico y el Pérmico Inferior (Figs. 5-1, 5-2 y 5-3, para una localización más precisa consultar las coordenadas en el Anexo D5). De las trece muestras, podemos señalar lo siguiente:

- A) Cuatro se tomaron en la secuencia preorogénica y sinorogénica más temprana de la zona Cantábrica (Silúrico a Pensilvaniense Inferior).
 - a) Dos de ellas se tomaron de la secuencia de plataforma (PG14, Silúrico Inferior, Formación Formigoso y PG12, Devónico Superior, Formación Fueyo; Figs. 5-2 y 5-3) correspondiente al océano Reico;
 - b) una de ellas se tomó en la sucesión de *fore-deep* (G4; Misisipiense Medio a Superior, Formación Olleros; Figs. 5-2 y 5-3), una vez que la colisión ya había comenzado hacia el oeste -en coordenadas actuales-;
 - c) finalmente, una muestra se tomó en la cuña clástica más antigua de la zona Cantábrica, relacionada con el emplazamiento de los primeros mantos de corrimiento en esta zona (PG9, Pensilvaniense Inferior, Formación San Emiliano; Figs. 5-2 y 5-3).
- B) Tres muestras se recogieron en las rocas de las cuñas clásticas sinorogénicas más modernas, de edad Westfaliense (Pensilvaniense Medio). Las tres se tomaron en la Cuenca Carbonífera Central (CCC; Fig. 5-1).

- a) La CCC contiene una secuencia estratigráfica de edad Wesfaliense A-D y consiste en una intercalación de sedimentos marinos y continentales separados en dos grandes grupos.
 - b) El Grupo Lena (Westfaliense A-C; Fig. 5-2) que presenta mayor influencia marina y está compuesto principalmente de rocas siliciclásticas con intercalaciones de carbonatos y el Grupo Sama (Westfaliense B-D) con mayor influencia continental y caracterizado por la presencia de grandes bancos de areniscas con vetas de carbón (Fig. 5-2).
 - c) Las muestras tomadas en esta sucesión son PG5 (Grupo Lena; Figs. 5-2 y 5-3) y PG4 y PG6 (ambas Grupo Sama, Figs. 5-2 y 5-3).
- C) También se seleccionaron cuatro muestras para documentar los efectos del plegamiento oroclinal.
- a) Una de las muestras (PG1; Figs. 5-2 y 5-3) se tomó en uno de los afloramientos de edad Estefaniense A (Kasimoviense) que aflora sobre la Unidad del Esla (Alonso, 1987, 1989; Fig. 5-1);
 - b) las otras tres (PG8, PG11 y PG7; Figs. 5-2 y 5-3) se tomaron en distintos afloramientos de edad Estefaniense B-C (Kasimoviense-Ghzeliense, de hace unos 305, 304 y 303 millones de años -Ma de aquí en adelante-, respectivamente; Fig. 5-1). Se recogieron en rocas sedimentarias que sitúan de forma discordante sobre distintas unidades en litología y edad (Fig 5-1). De esa manera, la muestra PG8 se depositó sobre rocas Devónicas y Carboníferas Inferior mientras que las muestras PG11 y PG7 (Fig. 5-1), se sedimentaron sobre las rocas de edad Ediacareense y Cámbrico del Antiforme del Narcea.
- D) Finalmente, dos muestras se colectaron en la sucesión Pérmica (PG2 y PG3, Formación Sotres, ca. 292 y 295 Ma respectivamente).
- a) La muestra PG2 se recogió en el afloramiento de Sotres, en la región más oriental de la zona Cantábrica;
 - b) la muestra PG3 se tomó en el afloramiento de Riaño, situado sobre la CCC en la zona central de la zona Cantábrica (Figs. 5-1, 5-2).

5.2 Metodología

De cada muestra se separaron alrededor de 120 granos de circón detríticos usando las instalaciones de la Universidad Complutense de Madrid y la Universidad de Salamanca. Posteriormente se montaron en unas probetas de resina *epoxy* y fueron pulidos para obtener secciones de los granos de circón en la superficie de la misma. Las probetas pulidas fueron fotografiadas antes de los análisis para documentar cada uno de estos. Se analizaron las cantidades de los isótopos de U, Th y Pb en cada grano individual mediante la técnica de ablación láser LA-ICP-MS (*Laser Ablation with Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) en el laboratorio de geocronología del Museo de Mineralogía y Geología perteneciente al Museo *Senckenberg Naturhistorische Sammlungen* en Dresde, Alemania. Para los análisis se utilizó un equipo ICP-MS *Thermo-Scientific Element 2 XR* unido a una unidad láser *New Wave UP-193 Excimer Laser System*.

Cada análisis consistió en 15 segundos de adquisición de señal de fondo seguida de 35 segundos de pulsos láser en cada grano para la adquisición de datos. El diámetro del láser varió entre 15 μm y 35 μm en función del tamaño del cristal. Se llevó a cabo siempre que fue necesaria la corrección de plomo común basada en la diferencia entre la señal de fondo corregida del isótopo ^{204}Pb y una composición de Pb modelo (Stacey y Kramers, 1975). El criterio para realizar la corrección fue si la relación corregida de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ quedaba fuera del error interno de las relaciones medidas.

También se revisaron las señales de tiempo del LA-ICP-MS con el objetivo de detectar alteraciones en el análisis causadas por grietas o inclusiones minerales. En los casos en los que esto ocurría la parte correspondiente del análisis fue excluida del cálculo de edad del circón. Para la corrección de los datos obtenidos en bruto, en señal de fondo, Pb común, fraccionación elemental inducida por el láser, discriminación de masa instrumental y fraccionación elemental de Pb/Th y Pb/U se utilizó la aplicación para hoja de cálculo Excel® desarrollada por Axel Gerdes (Goethe Universität, Frankfurt am Main, Alemania). El circón estándar utilizado para calcular e informar de la incertidumbre y error de los resultados, así como para calcular la deriva de la maquinaria fue el GJ-1 (ca. 0.6% y 0.5–1% para las edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ y $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ respectivamente) el cual se analizaba cinco veces al inicio y tres veces cada

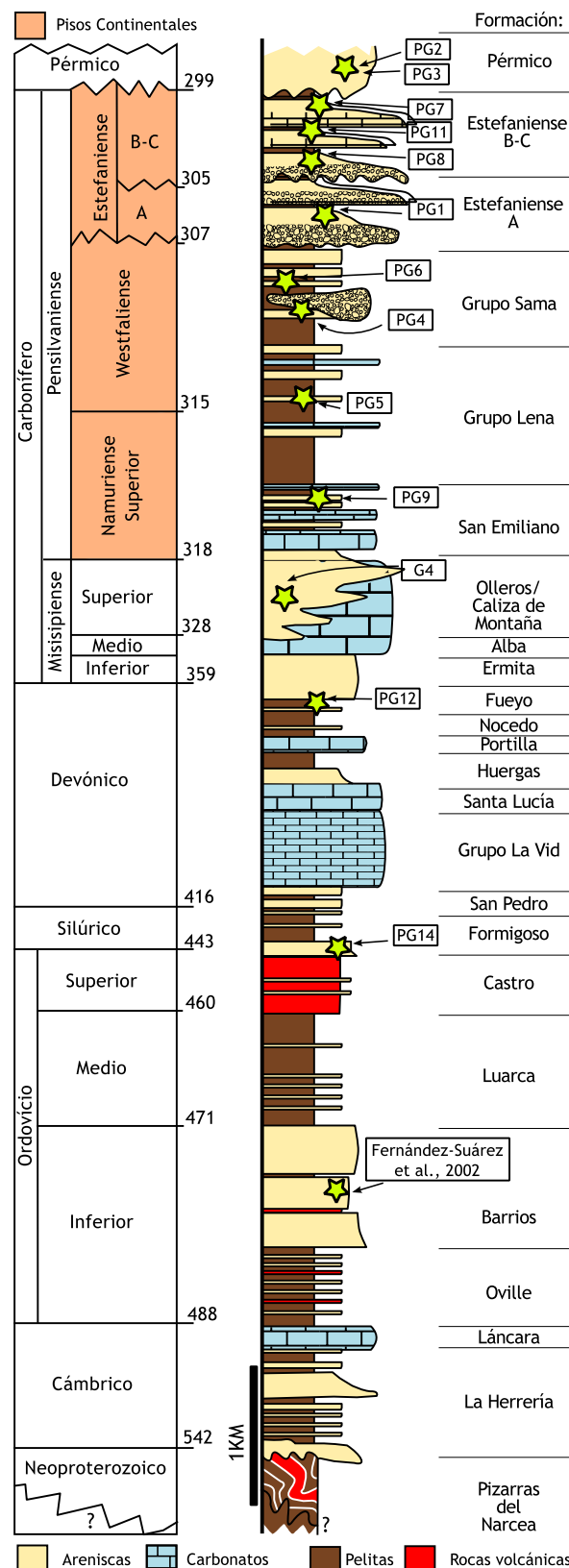


Fig. 5-2: Columna estratigráfica sintética de la zona Cantábrica. En ella aparece la posición estratigráfica de las muestras seleccionadas para este estudio.

Fig 5-2: Idealized stratigraphic column of the Cantabrian Zone showing the stratigraphic position of the samples selected for this study.

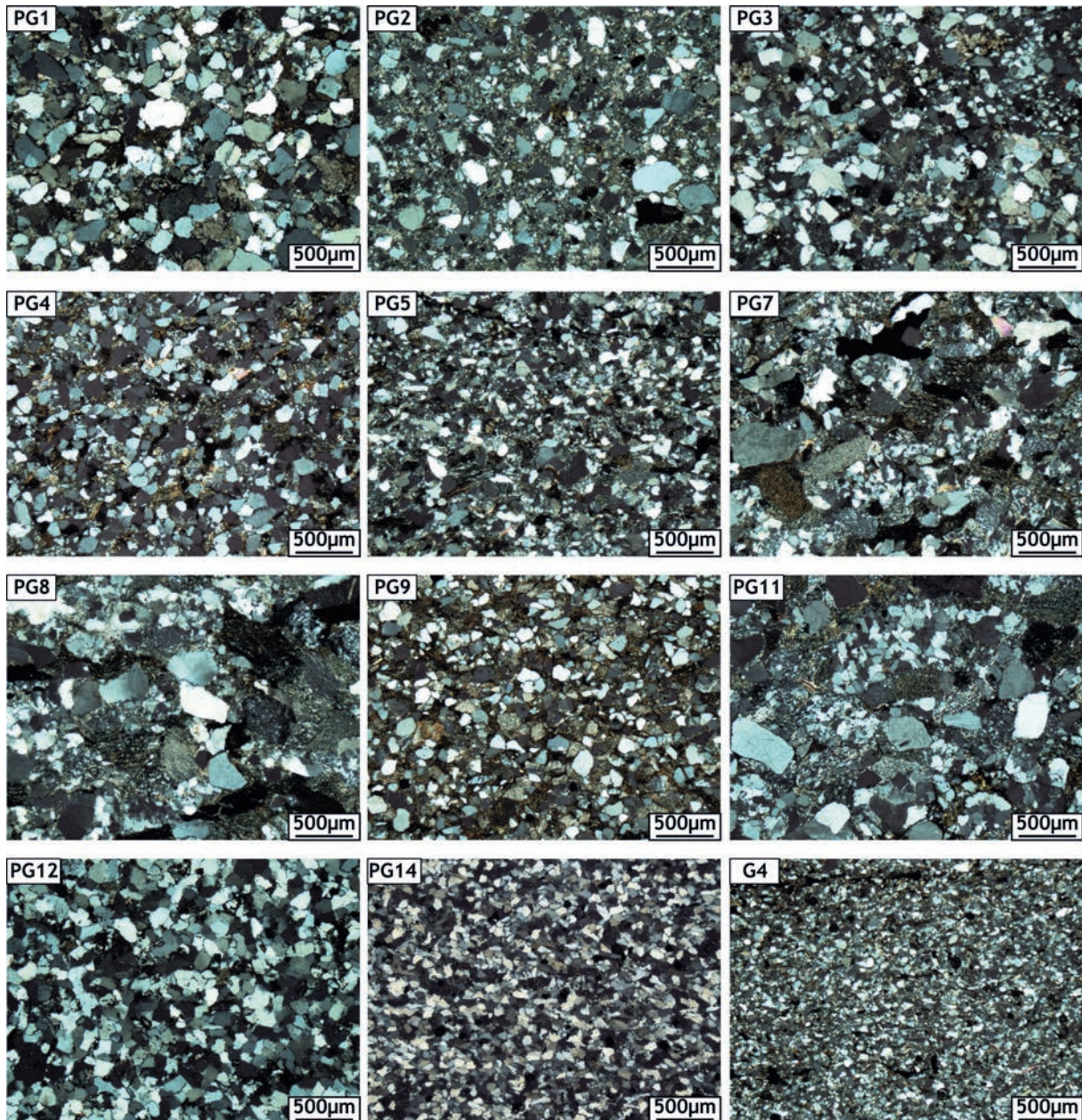


Fig. 5-3: Fotografías de lámina delgada de las muestras estudiadas.

Fig. 5-3: Thin section microphotographs from the studied samples.

cinco análisis en cada secuencia de 60 circones además de los pertinentes análisis de calibración cada vez que la maquinaria se reiniciaba.

Para realizar los diagramas de concordia y probabilidad de densidad (*probability density plot*; Figs. 5-4, 5-5, 5-6 y 5-7) se han utilizado todos los análisis que presentaban concordancias de entre el 90% y el 110%. La discordancia entre las edades del circón se puede dar por pérdida de Pb, entrada de Pb común o la ablación de diferentes dominios de edad en un circón que ha crecido otra vez sobre un núcleo más antiguo. Así, del total de 1620 análisis que se llevaron a cabo para las trece muestras, 216 resultaron discordantes en más de un 10%, y por lo tanto descartados.

Los diagramas de concordia y probabilidad de densidad se realizaron con el macro de Excel® Isoplot/Ex 3.7 (Ludwig, 2001). Para todos los análisis concordantes (*i.e.* los análisis cuya elipse de error 2σ intercepta la curva de concordia) se han usado las edades de concordia y errores (Ludwig, 1998) tal y como los calcula Isoplot. Para los análisis discordantes -pero dentro del intervalo de concordancia 90% al 110%- cuyas edades eran mayores a 1000 Ma se ha usado la edad de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ que es más precisa para circones antiguos. Para más detalles de los protocolos analíticos y procesamiento de datos, se puede consultar Frei y Gerdes (2009).

5.3 Resultados

Las Tablas A1 a A13 presentes en el Anexo D5 muestran los datos obtenidos de las relaciones isotópicas U/Pb en cada circón que están representados en los diagramas de concordia (Figs. 5-4 y 5-5) y los diagramas de probabilidad de densidad (Figs. 5-6 y 5-7) realizados con el *workbook* de Excel® AgeDisplay (Sircombe, 2004). Además de estos diagramas, se ha realizado un diagrama de densidad *kernel* o *kernel density plot* (Wand y Jones, 1995), que es un diagrama en el que se representan todas las edades obtenidas en las distintas muestras y con el que se pueden discernir los momentos o intervalos de tiempo en los que la producción de circones es más importante. Estos picos de producción de circones coinciden con los eventos tectónicos más relevantes. Este diagrama se ha suavizado con una función de longitud de onda de 15 Ma (Fig. 5-8). Se ha optado por describir los datos desde las muestras más antiguas a las más modernas ya que las rocas preorogénicas suministran los datos necesarios para poder interpretar los resultados de las rocas sinorogénicas y postorogénicas (Fig. 5-2).

Secuencia preorogénica y sinorogénica temprana de la zona Cantábrica (PG 14, PG 12, G4 y PG9)

En la muestra PG14 (Figs. 5-2 y 5-3), alrededor del 30% de los circones representan a la población más abundante observada en la muestra, estos presentan edades entre 540-850 Ma. Existe una proporción comparable del *ca.* 30% para las poblaciones de circones con edades entre 900-1150 Ma y 1750-2150 Ma. Por último, el 9% de los circones representan a una población Arcaica (con circones de entre 2500 – 2800 Ma; Figs. 5-6 y 5-9).

Las muestras preorogénicas más modernas y sinorogénica más temprana de la zona Cantábrica (PG12, G4 y PG9) están caracterizadas por una proporción más alta (39%-46%) de los circones de edad 540-850 Ma. En la muestra PG-12, además esta es la población más moderna (Figs. 5-3 y 5-5). Los circones con edades entre 900-1150 Ma son la segunda población en abundancia (26%-32%) en las tres muestras, una población que es más abundante en las rocas preorogénicas que en las sin- y postorogénicas (Figs. 5-6, 5-7 y 5-9). Los circones más antiguos del Proterozoico (1750-2150 Ma) muestran una proporción menor (entre el 11% y el 21%) mientras que la población más antigua, de entre 2500-2800 Ma, se sitúa entre el 7% y el 14%. Por otra parte, las muestras G4 y PG9 contienen proporciones

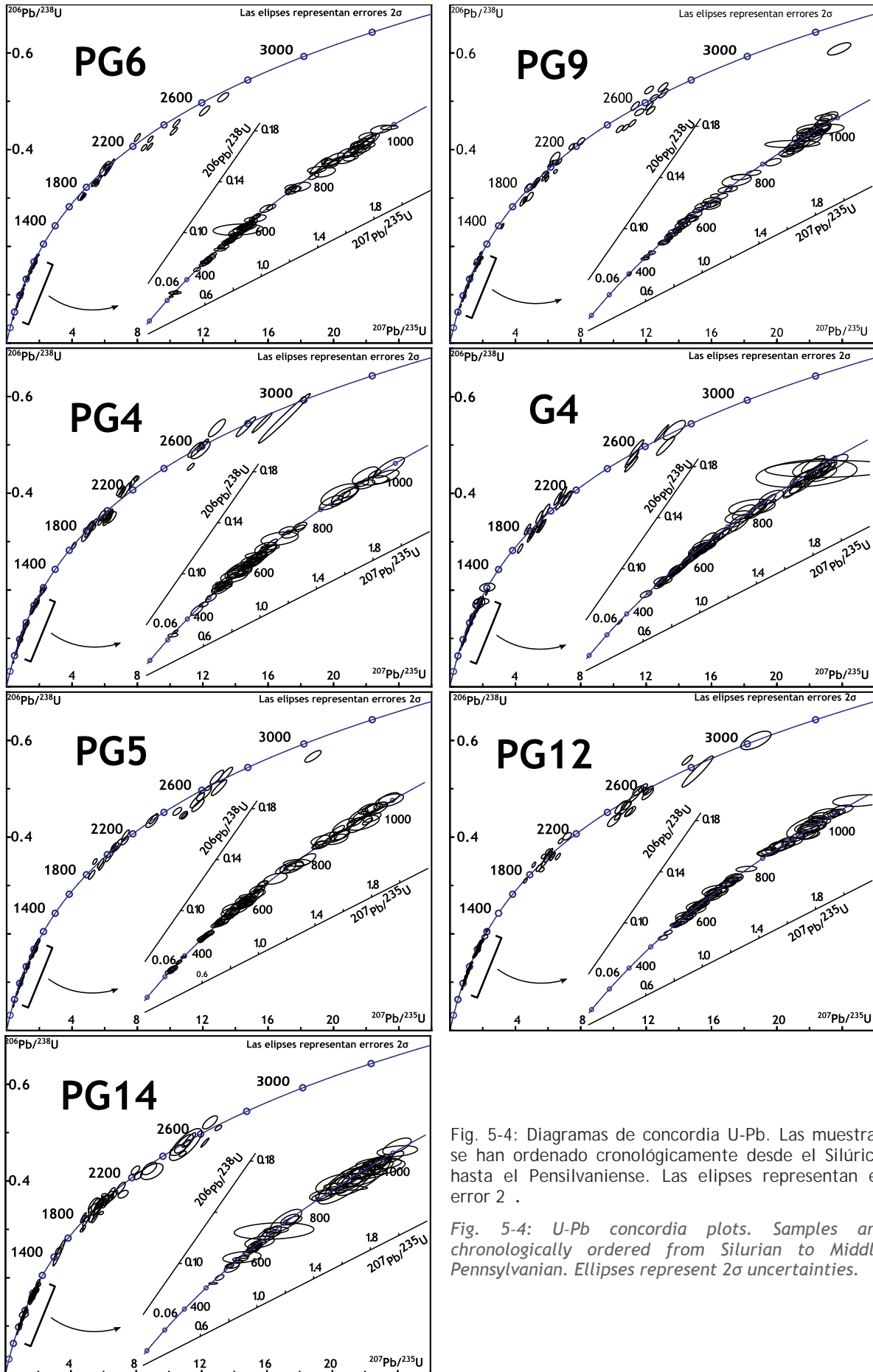


Fig. 5-4: Diagramas de concordia U-Pb. Las muestras se han ordenado cronológicamente desde el Silúrico hasta el Pensilvaniano. Las elipses representan el error 2σ.

Fig. 5-4: U-Pb concordia plots. Samples are chronologically ordered from Silurian to Middle Pennsylvanian. Ellipses represent 2σ uncertainties.

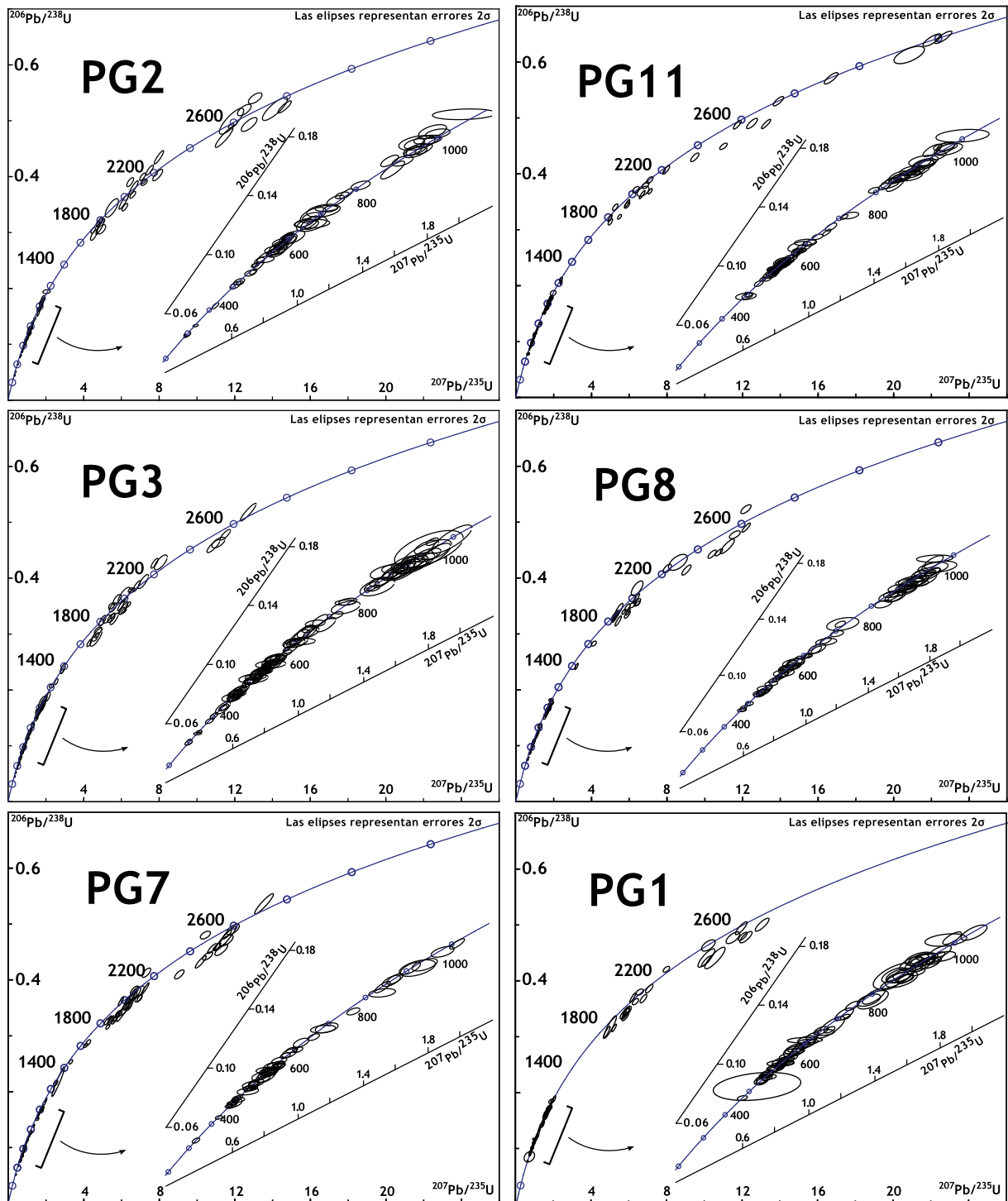


Fig. 5-5: Diagramas de concordia U-Pb. Las muestras se han ordenado cronológicamente desde el Pensilvaniense Superior al Pérmico. Las elipses representan el error 2 .

Fig. 5-5: U-Pb concordia plots. Samples are chronologically ordered from Upper Pennsylvanian to Early Permian. Ellipses represent 2σ uncertainties.

pequeñas de circones del Cámbrico Superior y Ordovícico Inferior (entre 475 y 510 Ma; con proporciones del 1% y 3% respectivamente) y Misisipienses (entre 360 y 320 Ma; el 1% en ambas muestras). Esta última es la población más joven en ambas muestras.

Los circones más jóvenes datados en las muestras PG-14 y PG-12 tenían edades de 523 Ma y 544 Ma, respectivamente. Ambas edades son mucho más antiguas que las edades de sedimentación de las dos muestras según su contenido fosilífero (Bastida, 2004 y referencias allí presentes). La muestra G4, sin embargo, contiene un circón de edad 365 Ma muy similar a su edad de sedimentación establecida por la fauna presente en ella. El circón más joven encontrado en la muestra PG9 es de 402 Ma, edad más cercana a su edad de sedimentación que la que presentan las muestras Silúrica y Devónica (PG14 y PG12). Para más información se puede consultar el Anexo D5.

Secuencia sinorogénica (PG5, PG4 y PG6)

Las muestras sinorogénicas (Figs. 5-4, 5-6, y 5-9) están dominadas por la población 540-850 Ma (40%-52%). La segunda más abundante en las muestras PG5 y PG6 es la población de edades entre 900 y 1150 Ma (21%-24% respectivamente) mientras que en la PG4, esta población solamente representa el 12% de los circones analizados. En las tres muestras la población Paleoproterozoica (1750-2150 Ma) representa entre el 10%-20% de los análisis, mientras que la población más antigua (2500-2800 Ma) representa del 5% al 8% de los circones analizados. Las tres muestras contienen además entre un 3% y un 8% de circones de los intervalos de edad 475-510 Ma y 360-320 Ma respectivamente.

Los circones más jóvenes encontrados en las muestras PG5, PG4 y PG6 muestran edades de 326, 325 y 322 Ma respectivamente, muy cercanas a la edad de sedimentación establecida con criterios paleontológicos para estas rocas. El Anexo D5 contiene toda la información sobre las distintas edades de los circones.

Secuencia sinoroclinal (PG1, PG8, PG11 y PG7)

Tres de las muestras postorogénicas y contemporáneas a la formación del oroclinal (PG1, PG8 y PG11; Figs. 5-5, 5-7 y 5-9) muestran una composición total de circones muy similar en las que las principales poblaciones por orden de importancia son: 540-850 Ma (41%-48%), 900-1150 Ma (27%-30%), 1750-2150 Ma (13%-21%) y 2500-2800 Ma (6%-9%). Es importante notar que estas tres muestras contienen una cantidad muy baja de circones de edades comprendidas entre 475-510 Ma (<4%) y ningún circón de edad Carbonífera (el grupo de circones entre 360-320 Ma). Los circones más jóvenes en estas muestras tienen edades de 481 Ma, 494 Ma y 474 Ma respectivamente, mucho más antiguas que su edad estratigráfica.

Por otro lado, la muestra PG7 contiene una población total de circones ligeramente diferente. En ella sí aparece una pequeña población (2%) de circones con edades entre 360-335 Ma -donde está representado el circón más joven de la muestra, de 335 Ma- y una población algo mayor de circones de edades comprendidas entre hace 475 y 510 Ma (8%). Las otras poblaciones también presentan ligeras diferencias respecto a las tres muestras

comentadas anteriormente (540-850 Ma, 30%; 900-1150 Ma, 9%; 1750 – 2150 Ma, 29%; y 2500-2800 Ma, 10%).

Secuencia Pérmica (PG 2 y PG3)

Las muestras Pérmicas contienen las mismas poblaciones Proterozoicas y Arcaica observadas en todas las muestras cuyas proporciones son: 540-850 Ma, 41%; 900-1150 Ma, 20%-25%; 1750-2150 Ma, 11%-20%; y 2500-2800 Ma, 2%-7%. También aparecen en ellas tres poblaciones Paleozoicas con edades y proporciones comprendidas entre 310-290 Ma, 1%-10%; 360-320 Ma, 2-5%; y 475-510 Ma 2%-10%. Los circones más jóvenes encontrados en ambas muestras (298 Ma en PG3 y 290 Ma en PG2) tienen aproximadamente la edad estimada de sedimentación para estas rocas (*ca.* 295 Ma).

Principales eventos de formación de circones

Se ha usado la estimación de densidad *kernel* (Fig. 5-8) para producir un gráfico que agrupe las poblaciones estadísticamente similares de manera visual (Sircombe y Hazelton, 2004). Con este gráfico se puede estimar la similitud estadística entre las distintas muestras, de forma que la existencia de grandes picos y valles implica que las muestras son estadísticamente similares. Adicionalmente, si las muestras resultan ser estadísticamente similares, cada uno de los principales picos representará un evento de formación de circones registrado por las rocas estudiadas. La función de densidad *kernel* aproxima todas las curvas de densidad de probabilidad a una edad determinada teniendo en cuenta la incertidumbre de cada una y la influencia del resto de los datos referente a la edad determinada.

En las trece muestras analizadas se han podido diferenciar 7 picos de formación de circones gracias a la función de densidad *kernel* (Fig. 5-8):

- 1) Una población Arcaica (2500-2800 Ma) con un máximo de producción de circones hace 2615 Ma.
- 2) Una población Paleoproterozoica entre 1750-2150 Ma con dos máximos producidos hace 2000 Ma y 1875 Ma.
- 3) Una población en el límite entre el Neoproterozoico y el Mesoproterozoico, entre 900 y 1150 Ma, que presenta un máximo de producción de circones hace 1025 Ma
- 4) Una importante población Neoproterozoica ocurrida entre hace 540 y 850 Ma cuya producción máxima se estima en hace 630 Ma.
- 5) Una población Cámbrica Superior a Ordovícica Inferior (475-510 Ma) con un máximo hace 495 Ma.
- 6) Una población Misisipiense (360 a 320 Ma) con un máximo hace 338 Ma.
- 7) Y una población situada en el límite Carbonífero-Pérmico (310-290 Ma), cuyo máximo se produjo hace 300Ma.

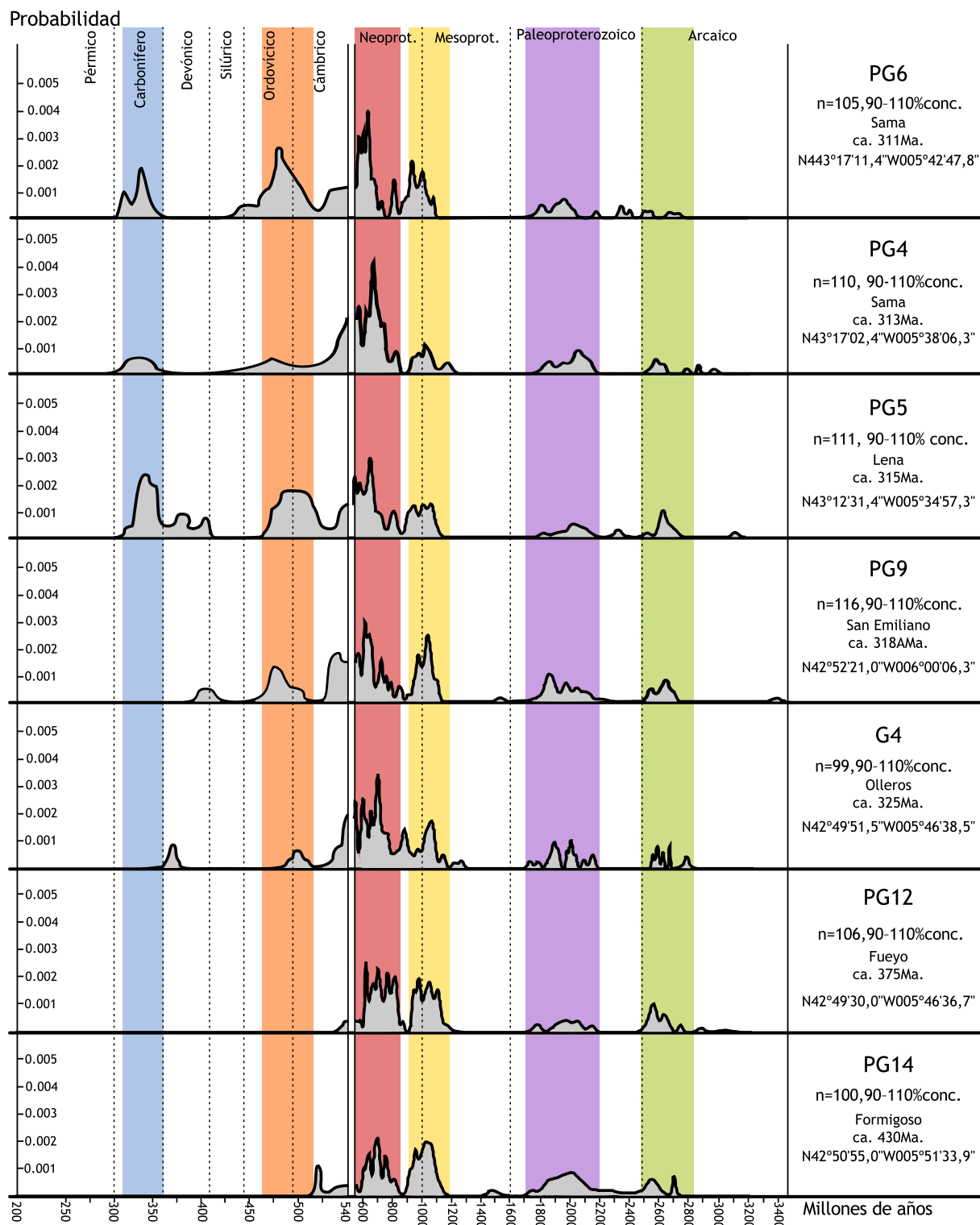


Fig. 5-6: Diagramas de probabilidad con las muestras ordenadas cronológicamente desde el Silúrico hasta el Pensilvaniense Medio. Los diagramas están separados en dos secciones; a la derecha aparecen todos los datos Precámbricos y a la izquierda los Paleozoicos. Los periodos están diferenciados con líneas punteadas mientras que las poblaciones descritas en el texto están marcadas con colores.

Fig. 5-6: U-Pb age probability plots (samples chronologically ordered from Silurian to Middle Pennsylvanian). Diagrams are separated in two sections; the right hand side shows the Precambrian data, the left hand side shows the Paleozoic data. Periods are differentiated by dashed lines. At both sides the populations described in the text are limited by colours.

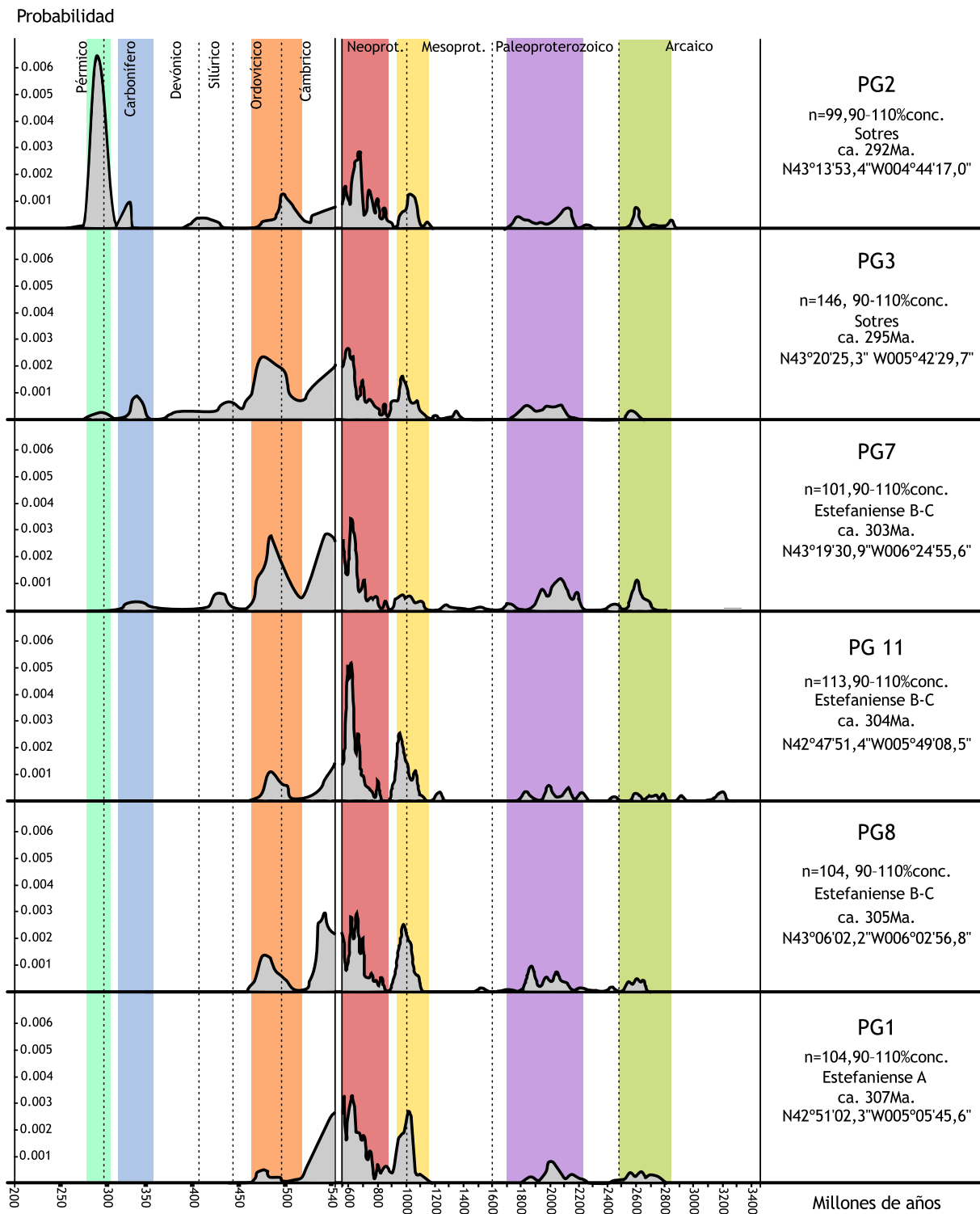


Fig. 5-7: Diagramas de probabilidad con las muestras ordenadas cronológicamente desde el Pensilvaniense Medio hasta el Pérmico. Los diagramas están separados en dos secciones; a la derecha aparecen todos los datos Precámbricos y a la izquierda los Paleozoicos. Los periodos están diferenciados con líneas punteadas mientras que las poblaciones descritas en el texto están marcadas con colores.

Fig. 5-7: U-Pb age probability plots (samples chronologically ordered from Middle Pennsylvanian to Permian). Diagrams are separated in two sections; the right hand side shows the Precambrian data, the left hand side shows the Paleozoic data. Periods are differentiated by dashed lines. At both sides the populations described in the text are limited by colours.

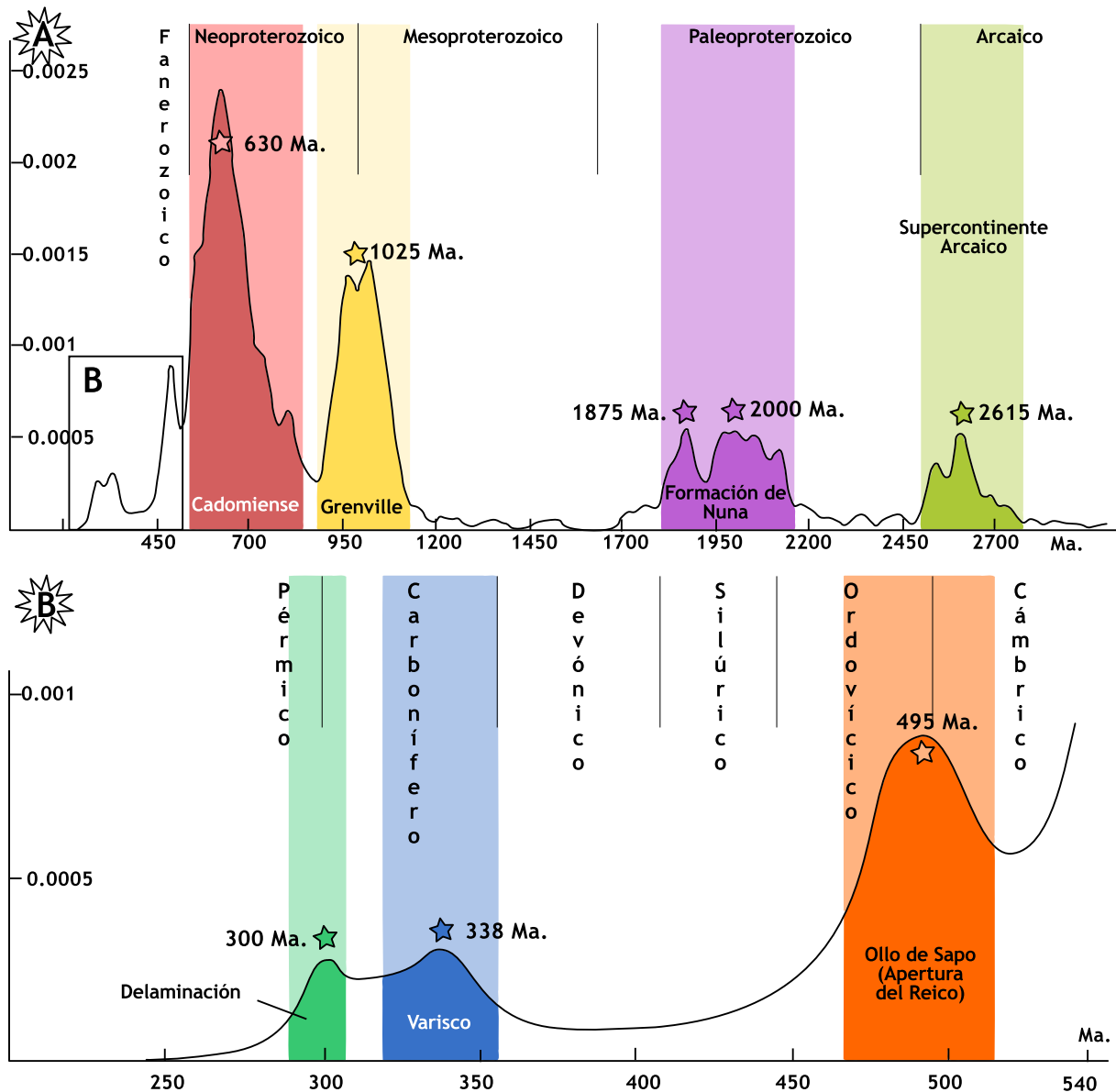


Fig. 5-8: Diagramas de densidad kernel en el que se muestran los principales eventos de formación de circones. Para más información ver texto.

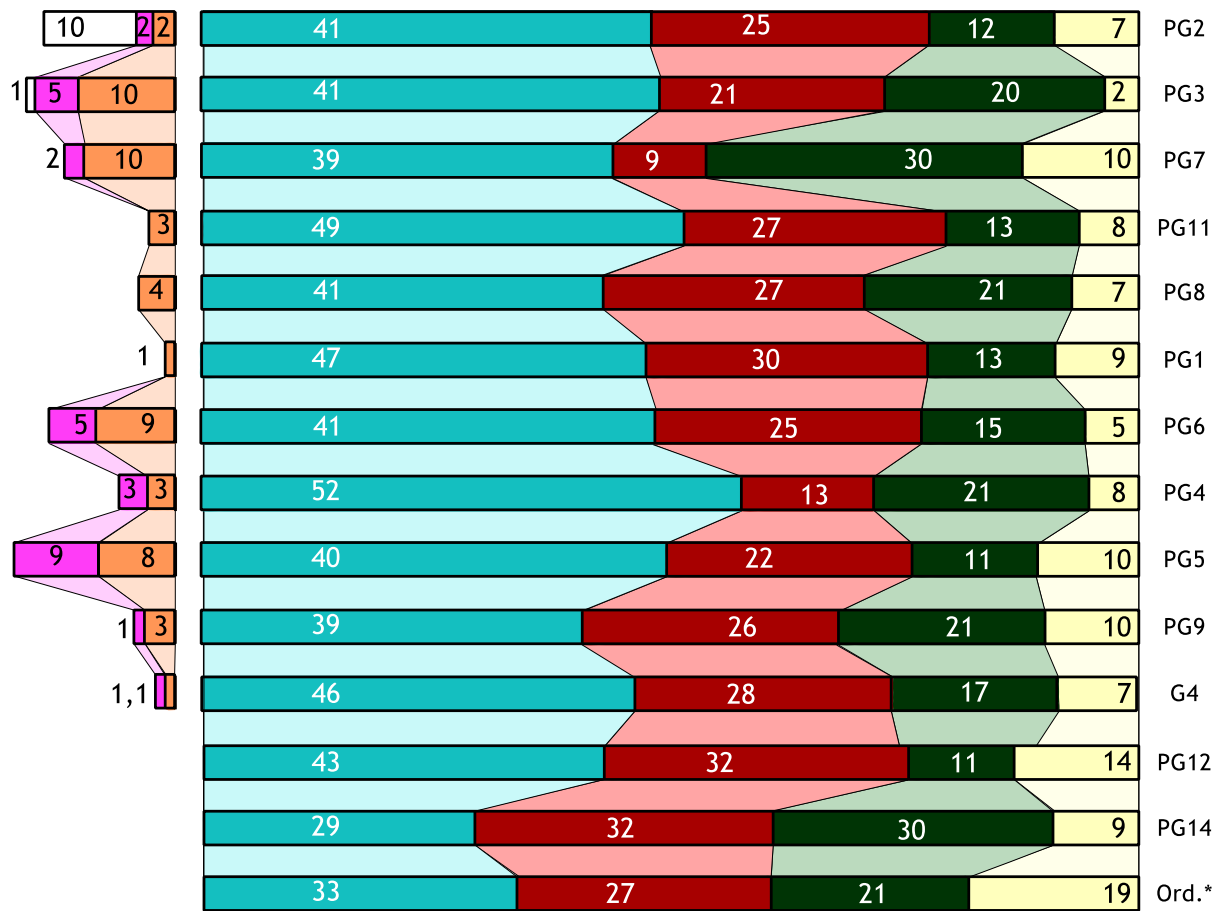
Fig. 5-8: Kernel density plot showing the main zircon forming events (see text for details).

5.4 Discusión de las edades obtenidas

Eventos de formación de circones

Todos los picos de las poblaciones identificadas en el diagrama de densidad *kernel* (Fig. 5-8) se pueden relacionar con importantes eventos de formación de circones ya establecidos. Las poblaciones Arcaica tardía y Proterozoicas son comunes en muchas de las secuencias clásticas alrededor del mundo.

La población de circones entre 2500-2800 Ma se ha interpretado de forma habitual como un evento orogénico a escala global relacionado con la formación de un supercontinente en el Arcaico Superior conocido con diferentes nombres como Vaalbara, Superia, Sclavia o Kenorland (de Kock *et al.*, 2009; Bradley *et al.*, 2011 y referencias allí



*Taken from Fernández-Suárez et al. (2002)

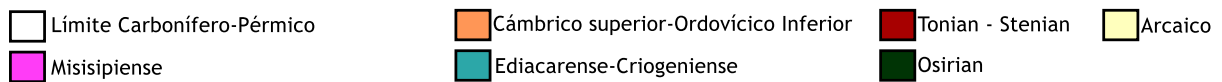


Fig. 5-9: Poblaciones de circones en las diferentes muestras expresadas en porcentajes. Al lado derecho se representan las poblaciones Precámbricas respetando el mismo tamaño para poder comparar la abundancia relativa de estas poblaciones entre las muestras que presentan circones Paleozoicos y las que no. Las poblaciones Paleozoicas se han representado en el lado izquierdo de la figura.

Fig. 5-9: Zircon populations of the different samples expressed in percentage. Right side: all the Precambrian populations keeping the same size in order to conserve the relative abundance in the Precambrian populations to allow the comparison between samples with and without Paleozoic zircons. Paleozoic populations represented on the left hand side of the figure.

presentes). De una manera similar, la población de entre 1750 y 2150 Ma coincide con el momento en el que se interpreta que se amalgamó el supercontinente Nuna (Evans y Mitchel, 2011; Bradley *et al.*, 2011). Las poblaciones dominantes en todas las muestras estudiadas son contemporáneas a la orogenia Grenville (900-1100 Ma; Evans, 2009), tras la que se formó el supercontinente de Rodinia, mientras que la población 540-850 Ma, coincide en edad con la orogenia Cadomiense-Pan-Africana que ocurrió a lo largo del margen norte de Gondwana (Figs. 5-6, 5-7, 5-8 y 5-9; Murphy *et al.*, 2006).

La población Cambro-Ordovícica corresponde en tiempo con los grandes eventos magmáticos sucedidos a lo largo del margen norte de Gondwana, principalmente en las proximidades de los cratones Amazonia y de África occidental que están asociados a la apertura del océano Reico. En el noroeste de Iberia afloran ejemplos de este magmatismo en

la formación volcano-sedimentaria conocida como el “Ollo de Sapo” (Fig 5-8; Díez-Montes *et al.*, 2006; Montero *et al.*, 2009) que se interpreta como originada por un *rift* incipiente que causó un adelgazamiento cortical importante durante la apertura del océano Reico (Díez-Montes *et al.*, 2010).

Por otro lado, la población Misisipiense se corresponde con la exhumación de las rocas ígneas producidas durante la colisión y el posterior colapso gravitacional del orógeno Varisco (e.g. Fernández-Suárez *et al.*, 2000b). Las poblaciones del límite Carbonífero-Pérmico coinciden en edad con el episodio de magmatismo producido por la extensión de la litosfera en el arco externo del oroclinal Ibero Armoricano y el posterior desprendimiento de la raíz litosférica formada bajo el núcleo del oroclinal Ibero Armoricano como consecuencia del plegamiento oroclinal (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004, 2011a, 2011b; Pastor-Galán *et al.*, 2012b, 2012c).

Paleogeografía del noroeste de Iberia durante el Paleozoico

Los estudios previos de poblaciones de circones detríticos en el noroeste de Iberia ya habían acotado en gran parte la situación paleogeográfica y la evolución tectónica de Iberia en el periodo de tiempo discurrido entre el Ediacareense y el Ordovícico. Gracias a las similitudes entre las poblaciones de circones halladas y las posibles fuentes de sedimento, estos estudios concluían que el noroeste de Iberia estaba situado en algún lugar próximo al actual norte de África durante el Ordovícico (e.g. Fernández-Suárez *et al.*, 2002; Bea *et al.*, 2010; Díez-Fernández, 2010).

Los datos presentados en este capítulo muestran resultados muy similares a los obtenidos en las rocas Ordovícicas y sugieren que la fuente de sedimento que alimentó las cuencas sedimentarias estudiadas entre el Ordovícico y el Devónico Inferior debió ser la misma. Por otra parte, estos nuevos datos, interpretados conjuntamente con los anteriormente publicados de manera colectiva, apoyan la hipótesis de que estas rocas se sedimentaron en el contexto tectónico de un margen pasivo estable de larga duración (entre el Ordovícico y el Devónico) que no fue afectado por ningún evento de formación de circones relevante ni por cambios en las áreas de aporte.

Los datos de referencia no muestran ninguna evidencia a favor del desarrollo de un arco magmático durante el intervalo Ordovícico-Devónico, lo que indica que la clausura del océano Tetis no pudo ocurrir con subducción bajo el margen de Gondwana como se ha apuntado en ocasiones (*i.e.* Stampfli y Borel, 2002). Por contra, los resultados obtenidos son consistentes con la interpretación de una subducción con polaridad norte bajo el margen de Laurrusia (Arenas y Martínez-Catalán, 2003; Nance *et al.*, 2010 y referencias allí presentes). Estos datos también apoyan la hipótesis de que el noroeste de Iberia fue parte del margen norte de Gondwana desde la apertura del océano Reico (e.g. Fig. 5-10; Díez-Montes, 2006; Avigad *et al.*, 2012) hasta el inicio de la colisión entre Gondwana y Laurrusia, que comenzó en el Devónico Superior (e.g. Dallmeyer *et al.*, 1997; Fig. 10).

Los circones de las rocas de la zona Cantábrica en el intervalo entre el Cámbrico Superior y el Devónico Superior tienen aproximadamente las mismas proporciones que las

poblaciones Proterozoicas (*ca.* 30% de 540-850 Ma, *ca.* 30% de 900-1150 Ma y *ca.* 40% de 1750-2150 Ma) y Arcaicas (Figs. 5-6, 5-7, 5-8 y 5-9). Estas poblaciones son especialmente similares a las descritas en rocas detríticas del norte central de África excepto porque la población de 900-1150 Ma es algo más abundante en las rocas de la zona Cantábrica que en las encontradas allí (del 20% al 25% en el norte central de África; Meinhold *et al.*, 2011), mientras que esta proporción es de un 25%-30% para el noroeste de Iberia.

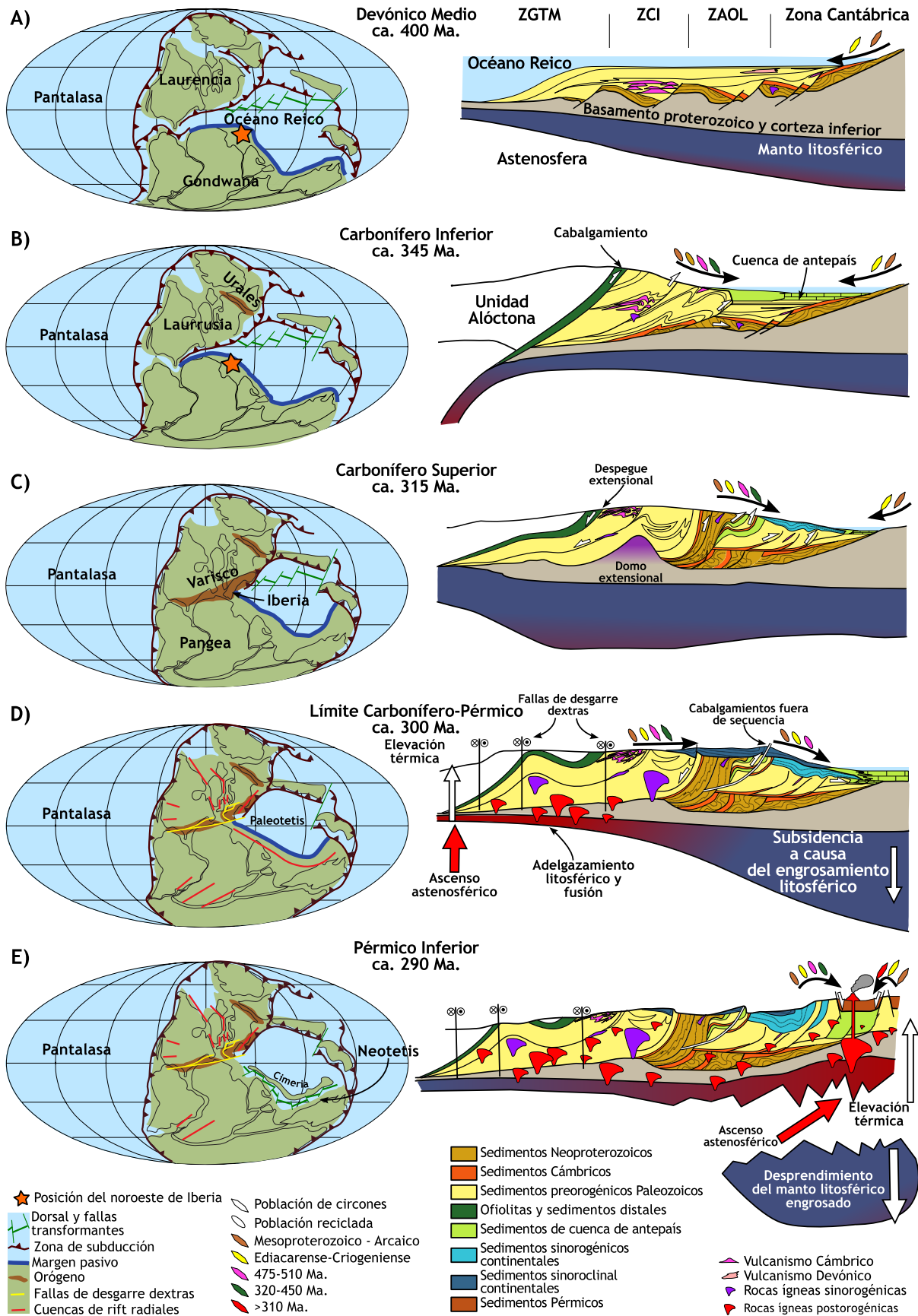
Por otro lado, las poblaciones de la zona Cantábrica son diferentes a las descritas en el noroeste de África, donde no hay circones entre 900 y 1150 Ma (*e.g.* Abati *et al.*, 2010; Avigad *et al.*, 2012). Además, los circones de la zona Cantábrica coinciden con las posibles áreas fuente establecidas para el norte central de África durante este periodo de tiempo, el cratón del Sahara y el escudo Arábigo-Nubio (*e.g.* Loizenbauer *et al.*, 2001; Abdelsalam *et al.*, 2002; Be'eri-Shlevin *et al.*, 2009; Stern *et al.*, 2010; Morag *et al.*, 2011; Avigad *et al.*, 2012), lo que indica que la porción central del norte de África es la paleoposición más probable para la zona Cantábrica desde el Cámbrico Superior hasta el Devónico Superior.

Cambios de proveniencia durante y tras la orogenia Varisca

A diferencia de la estabilidad en aportes de sedimentos que muestran las rocas desde el Cámbrico Superior hasta el Devónico, en las rocas Carboníferas de la zona Cantábrica se diferencian dos nuevas poblaciones de circones detríticos. Una de ellas es la población Cambro-Ordovícica (475-510 Ma) y la otra es la población Misisipiense (315-359 Ma). También se han encontrado algunos circones aislados de edad Silúrica. La población Misisipiense presenta la particularidad de no estar presente en tres de las muestras Estefanienses (Figs. 5-7 y 5-9).

Las muestras sinorogénicas y postorogénicas estudiadas en la zona Cantábrica presentan una cantidad mayor de circones Cadomienses (540-850 Ma) -población que llega a suponer el 52% de los circones en la muestra PG4; (Figs. 5-3, 5-5)- que las presentes en las rocas preorogénicas (Fig. 5-9). En estas muestras también encontramos una cantidad significativa de circones Cambro-Ordovícicos (510-475 Ma). Estos cambios reflejan la exhumación del basamento Cadomiense del noroeste de Iberia durante el episodio de deformación Varisca, lo que es coherente con los estudios regionales que indican que el inicio de la orogenia ocurrió durante el Devónico Superior (Fig. 5-10; Dallmeyer *et al.*, 1997) y con los estudios estratigráficos que indican que durante el Devónico Superior y Carbonífero Inferior la cuenca de plataforma evolucionó a una cuenca de antepaís (*e.g.* García-Ramos y Colmenero, 1981; Keller *et al.*, 2008; ver Capítulo 1).

Los datos obtenidos sugieren que el sedimento que formó las rocas Misisipienses de la zona Cantábrica provenía del reciclaje de las rocas formadas en la cuenca de plataforma y de la erosión de las rocas ígneas relacionadas con la apertura del océano Reico, el “Ollo de Sapo”, formado durante el Cámbrico Superior y Ordovícico Inferior (Figs. 5-8 y 5-10; Murphy *et al.*, 2008; Montes *et al.*, 2010). La presencia de algunos circones de edades Ordovícico Superior, Silúrico y Devónico (450-395 Ma) se interpreta como el resultado de la incorporación de sedimentos provenientes de las rocas de la sutura del océano Reico, donde



sí aparecen circones con dichas edades (Sánchez-Martínez, 2007) y que está localizada unos 300 km al oeste (en coordenadas actuales) de la zona Cantábrica. La población Misisipiense (359-316 Ma) se atribuye a la exhumación de las rocas ígneas desarrolladas durante la orogenia Varisca (e.g. Fernández-Suárez *et al.*, 2000b).

Las rocas contemporáneas a la formación del oroclinal Ibero Armoricano tienen unas poblaciones de circones muy similares a las encontradas en las rocas Ediacarenses del noroeste de Iberia (Fernández-Suárez *et al.*, 2000b). Las muestras Estefanienses comparadas con las pre- y sinorogénicas contienen una proporción menor de circones Cambro-Ordovícicos y carecen, al menos de forma virtual, de circones Silúricos, Devónicos y Misisipienses – con la excepción de la población del 2% de la muestra PG 7, (Figs. 5-7 y 5-9). Se interpreta que estas diferencias menores con las rocas pre- reflejan el reciclaje de rocas locales, probablemente facilitado por el levantamiento asociado a la formación y desarrollo de los cabalgamientos fuera de secuencia (Alonso *et al.*, 2009; Fig 5-1) y la reactivación de estructuras Variscas relacionadas con la formación del oroclinal Ibero Armoricano (Pastor-Galán *et al.*, 2012a; Capítulo 3).

Las muestras PG1, PG11 y PG8 se sedimentaron sobre rocas Ordovícicas, Silúricas, Devónicas y Carboníferas (Fig. 5-1 y 5-9) y contienen poblaciones muy similares a las encontradas en las rocas preorogénicas subyacentes con un pequeño aporte de circones Cambro-Ordovícicos (Fig 5-6, 5-7 y 5-9). Estos últimos pueden proceder de las rocas Misisipienses en las cuales no existe o es muy pequeña la población de circones Misisipienses. No obstante, la muestra PG7 contiene una proporción de circones Cambro-Ordovícicos y Misisipienses similares a las encontradas en las rocas sinorogénicas de la CCC aunque la proporción de circones con edad 900-1150 Ma es mucho menor (Figs. 5-7 y 5-9). Tales diferencias reflejan la localización de este afloramiento dentro de la zona Cantábrica.

Fig. 5-10: Posición paleogeográfica y evolución tectónica estimadas para el noroeste de Iberia durante el Paleozoico. A) Desde el Ordovícico hasta el Devónico Medio, el noroeste peninsular fue parte de una cuenca de margen pasivo situada en el margen norte de Gondwana, continente del que recibía los sedimentos, probablemente desde el cratón del Sahara. B) Durante el Carbonífero la cuenca sedimentaria evolucionó a una cuenca de antepaís que se alimentaba de sedimentos tanto de Gondwana como del orógeno. C) Durante el Pensilvaniense Medio la cuenca de antepaís se estaba deformando mientras que se depositaban sedimentos continentales. D) Una vez se amalgamó Pangea se produjo el oroclinal al plegarse el orógeno Varisco alrededor de un eje vertical. El plegamiento produjo adelgazamiento litosférico en el arco externo, lo que produjo la fusión de la corteza inferior y la elevación topográfica a causa del flujo térmico. A su vez, también provocó el engrosamiento litosférico en el arco interno que produjo subsidencia. La combinación de estos efectos produjo la descarga de sedimentos hacia el núcleo del oroclinal. E) En el límite Carbonífero-Permiano la raíz litosférica dejó de ser estable y se desprendió. Este proceso causó el ascenso de la astenosfera y consecuentemente la fusión y levantamiento topográfico debido al flujo térmico en el arco interno del oroclinal. El levantamiento topográfico produciría el desarrollo de cuencas tipo graben en las que se depositaron sedimentos desde todas las direcciones.

Fig. 5-10: Estimated paleogeographic position and interpretation of the evolution of NW Iberia during the Paleozoic. A) From Ordovician to Middle Devonian, NW Iberia was part of a passive-margin basin situated in the northern margin of Gondwana receiving sediments from the continent, probably from the Saharan Craton. B) During most of the Carboniferous the sedimentary basin evolved into a foreland basin receiving sediments from the orogen and from the continent. C) At Middle Pennsylvanian times the foreland basin was being deformed and syn-tectonic continental sediments were deposited. D) Once Pangea was formed, oroclinal buckling of the Variscides produced lithospheric thinning and Asthenospheric upwelling in the outer arc causing melting and thermal uplift whereas in the inner arc lithospheric thickening and subsequent subsidence occurred. This feature produced sediment discharge to the core of the orocline. E) In the Carboniferous-Permian boundary, lithospheric-mantle detachment produced Asthenospheric uplift causing melting and thermal uplift. Grabens formed with local sedimentary sources from both sides.

La muestra PG7 se tomó en el afloramiento de Tineo (Capítulo 2) que está localizado sobre rocas Cámbricas y Ediacarenses (Fig. 5-1). Esta situación permitió recibir sedimentos de las rocas levantadas Cámbricas y Ordovícicas circundantes como de rocas ígneas Ediacarenses, Cámbricas Superiores y Ordovícicas Inferiores y Misisipienses.

Las rocas Pérmicas contienen unas poblaciones de circones detríticos muy similares a las encontradas en las rocas preorogénicas y las sinorogénicas aunque contienen una población de circones contemporánea a su propia sedimentación y que se atribuye a la erosión de las rocas volcánicas intercaladas con los estratos siliciclásticos. Es notable que la muestra PG2, localizada mucho más al este, presenta una población menor de circones Cambro-Ordovícicos y Misisipienses (Figs. 5-7 y 5-9). La explicación más probable para las poblaciones de las muestras PG2 y PG3 es el reciclaje de las rocas de la zona Cantábrica situadas hacia el oeste y la erosión del basamento de Gondwana, que estaría presumiblemente expuesto hacia el este (en coordenadas actuales) y que en la actualidad no aflora. Por lo tanto, los afloramientos como el PG2, situados hacia el este (Fig. 5-1), recibieron una mayor participación de sedimento procedente del basamento de Gondwana, mientras que los afloramientos situados hacia el oeste (PG3, Fig. 5-1) presentan un mayor aporte del reciclaje de las secuencias preorogénica y sinorogénica.

Las rocas Pérmicas fueron sedimentadas en pequeñas cuencas (Martínez-García, 1991) similares a las que se forman en una etapa de rift. Por esta razón, la formación de estas cuencas Pérmicas y de su vulcanismo asociado se atribuye al levantamiento isostático (Muñoz-Qujano y Gutiérrez-Alonso, 2007) causado por el desprendimiento litosférico de la raíz formada como consecuencia del plegamiento oroclinal (Fig. 5-10 Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004, 2008, 2011a, 2011b; Pastor-Galán *et al.*, 2012b, 2012c).

CAPÍTULO 6:
EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DEL
OROCLIINAL IBERO ARMORICANO



6 Evolución geodinámica del oroclinal Ibero Armoricano

Los resultados presentados en esta tesis, junto con los datos accesibles en gran cantidad de trabajos previos y en los realizados a la vez que este manuscrito, hacen que el oroclinal Ibero Armoricano sea posiblemente el oroclinal más estudiado y mejor conocido del mundo (e.g. Julivert y Marcos, 1973; Matte y Ribeiro, 1975; Julivert y Arboleya, 1984; Pérez-Estaún *et al.*, 1988; Martínez-Catalán, 1990, 2011, 2012; van der Voo *et al.*, 1997; Fernández-Suárez *et al.*, 2000b; Weil *et al.*, 2001, 2010, 2012; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004; 2008b, 2011a, 2011b; Weil, 2006; Shaw *et al.*, 2012).

6.1 Cinemática del oroclinal Ibero Armoricano

Los datos paleomagnéticos y estructurales obtenidos hasta la fecha en el núcleo del oroclinal Ibero Armoricano suponen una sólida evidencia de que la curvatura del mismo es secundaria (Weil *et al.*, 2000, 2001, 2010, 2012; Kollmeier *et al.*, 2000; Pastor-Galán *et al.*, 2011, 2012a) y de que su formación se extendió a lo largo de prácticamente toda la duración del Pensilvaniense Medio y Superior. Probablemente, el proceso tuvo lugar en unos diez millones de años (Weil *et al.*, 2010; Pastor-Galán *et al.*, 2011, 2012a; Capítulos 1 y 2), intervalo temporal coherente con las edades de las fábricas de las cizallas situadas en el arco externo del oroclinal Ibero Armoricano (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2010; Turrillot *et al.*, 2011; ver animación en Anexos D1 y D6-1). Estas zonas de cizalla son las que, probablemente, acomodaron la rotación alrededor del eje vertical en la corteza media en el arco externo del oroclinal Ibero Armoricano (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004, 2008b, 2010), ya fuesen generadas durante el desarrollo del oroclinal, ya fuera que actuasen como un rejuego de antiguas estructuras.

Una cronología como la sugerida implica que en 10 millones de años ocurrió un acortamiento de, al menos, 1000 km en dirección norte-sur (en coordenadas actuales), lo que implica una velocidad de acortamiento de 10 cm/año como mínimo. Dicha velocidad implicaría que el proceso de plegamiento oroclinal fue bastante rápido, al menos comparado con los procesos de colisión en los que se estiman velocidades de entre 2 cm/año y 5 cm/año (e.g. Guillot *et al.*, 2003; Jouanne *et al.*, 2001; Calais *et al.*, 2000; Vergés *et al.*, 2002). Sin embargo, la velocidad de acortamiento calculada para el oroclinal de Bolivia, que también se interpreta como un oroclinal a escala litosférica, es en la actualidad de ca. 9 cm/año (Allmendinger *et al.*, 2005), es decir, bastante cercana a la que se obtiene para el oroclinal Ibero Armoricano.

Los datos estructurales disponibles en el núcleo del oroclinal también apuntan a que el plegamiento de un orógeno Varisco previo, aproximadamente linear, se produjo por un cambio en el campo regional de esfuerzos (Kollmeier *et al.*, 2000; Pastor-Galán *et al.*, 2011, 2012a; Capítulos 1 y 2) que hizo variar la dirección de acortamiento en 90°, desde la dirección este-oeste que produjo las estructuras asociadas a la orogenia Varisca hacia una dirección de acortamiento norte-sur (*e.g.* Julivert y Marcos, 1973; Alonso, 1989; Weil *et al.*, 2001; Pastor-Galán *et al.*, 2011, 2012b; Capítulos 1 y 2) responsable de la formación del oroclinal Ibero-Armoricano. Esta hipótesis implicaría que el mecanismo por el que se habría plegado el oroclinal Ibero Armoricano fue el de pandeo (*buckling*).

6.2 Dinámica litosférica del oroclinal Ibero Armoricano

Un oroclinal producido por un cambio regional de esfuerzos, con las dimensiones y velocidad de acortamiento que se han sugerido para el oroclinal Ibero Armoricano, es más sencillo de interpretar en un contexto tectónico a gran escala que afectaría a toda la litosfera -como es el caso de Bolivia-. Aunque no existen evidencias directas de los efectos a escala directa de que el oroclinal Ibero Armoricano se formase a escala litosférica, existen varios argumentos que permiten interpretarlo como tal. Por un lado, en el caso de que el oroclinal fuese de tipo epidérmico (*thin skinned*) (*e.g.* Pérez-Estaún *et al.*, 1988), al menos en el núcleo del mismo, el acortamiento que produjo debería haber dejado una amplia zona desnuda tectónicamente en la que se observaría el basamento existente por debajo de las unidades tectónicas involucradas en el plegamiento.

Por otro lado, la propia ausencia de una raíz cortical bajo el macizo Ibérico, tal y como se reconoce en los perfiles sísmicos existentes (Pérez-Estaún *et al.*, 1994; Ayarza *et al.*, 1998), como la que se puede observar en otros orógenos lineares de colisión de la misma edad -como en los Urales (Carbonell *et al.*, 1996, 2000, 2002)- implica que en algún momento, tras la formación de la raíz asociada al orógeno Varisco, debió de existir algún proceso en la litosfera mantélica subyacente que la hizo desaparecer. Esta eliminación de la raíz cortical se asocia con las edades obtenidas en enclaves de rocas granulíticas hallados en rocas volcánicas pérmicas, y que son coincidentes con la edad de formación del oroclinal (Fernández-Suárez *et al.*, 2006; Orejana *et al.*, 2011).

Aparte de los argumentos que se pueden derivar a gran escala, existen otros de carácter más local que permiten asimismo interpretar la formación del Oroclinal Ibero Armoricano ligada a procesos a escala litosférica. La más importante es la existencia de un importante flujo térmico post-orogénico datado entre hace 310 y 300 millones de años en el arco externo del oroclinal Ibero Armoricano y entre 300 y 290 millones de años en el arco interno del oroclinal Ibero Armoricano (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011a; Orejana *et al.*, 2009; 2012) que produjo entre otros efectos:

- a) Desarrollo de un gran volumen de rocas ígneas a lo largo de todo el orógeno incluyendo el cinturón de pliegues y cabalgamientos (*e.g.* Valverde-Vaquero, 1992; Fernández-Suárez *et al.*, 2000b, 2011; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011a).
- b) Carbones con rangos de antracita y metaantracita en rocas sinorogénicas que no

muestran metamorfismo (Colmenero y Prado, 1993; Colmenero *et al.*, 2008).

c) Mineralizaciones postorogénicas en toda la extensión del oroclinal, incluyendo el cinturón de pliegues y cabalgamientos (Martin-Izard *et al.*, 2000).

d) Remagnetizaciones post-tectónicas generalizadas en toda la extensión del oroclinal (Weil y van der Voo, 2002; Thover *et al.*, 2008).

e) Dolomitizaciones generalizadas a lo largo de cabalgamientos fuera de secuencia rejugados como fallas de salto en dirección en el núcleo del oroclinal (Gasparrini *et al.*, 2003, 2006) y ligadas a grandes fallas o sus rejuegos en otras zonas del mismo (*e.g.* Kiliás *et al.*, 2006).

f) Inversiones topográficas post-orogénicas (Muñoz-Quijano y Gutiérrez-Alonso, 2007a, 2007b; Capítulo 5).

Mientras que en los orógenos de colisión es común encontrar actividad magmática que se clasifica como tardi- o post-orogénica, las causas de dicha actividad suelen ser desconocidas (*e.g.* Rogers y Greenberg, 1990) y estar concentradas en las zonas internas de los mismos. En el caso del oroclinal Ibero Armoricano es llamativo el hecho de que exista una significativa actividad magmática en las zonas externas, que no es común en zonas externas de otros orógenos de colisión y que se produce inmediatamente después del cierre del arco. Un evento térmico de estas características que afecta a un cinturón de pliegues y cabalgamientos de antepaís solo puede ser explicado por tres causas:

a) El desarrollo de un *slab window* en la lámina de subducción (*e.g.* Valverde-Vaquero, 1992; Castro y Gerya, 2008; Castro *et al.*, 2010).

b) Que la península Ibérica se hubiese situado sobre una pluma mantélica durante el Pensilvaniense Superior y Pérmico Inferior (*e.g.* Pinarelli y Rottura, 1995).

c) Un proceso a escala litosférica independiente de la orogenia (*e.g.* Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004).

De estas tres hipótesis las dos primeras son difíciles de justificar basándonos en el conocimiento geológico de la región existente hoy en día. La primera de ellas, el desarrollo de un *slab window*, requeriría que la subducción del océano Reico se hubiese producido bajo Gondwana. Esta hipótesis tiene difícil encaje con las aportaciones de, entre otros, Arenas y Martínez-Catalán (2003), Sánchez-Martínez *et al.* (2007) o Nance *et al.* (2010). La segunda de las hipótesis tropieza con el problema de que las rocas ígneas desarrolladas no presentan una geoquímica de pluma mantélica (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011b) y que una pluma mantélica produciría un evento magmático que sería más dilatado en el tiempo (Foulger, 2010 y referencias allí presentes) que la duración del reconocido en esta región.

Las rocas ígneas post-orogénicas datadas (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011a; Orejana *et al.*, 2009, 2011, 2012 y referencias allí presentes) muestran que existe un patrón cronológico para la formación de las mismas (ver animación en Anexo D1 y D6). Así, las rocas ígneas postorogénicas desarrolladas en el arco externo del oroclinal Ibero Armoricano (zonas Centroibérica y de Galicia-Tras-os-Montes) presentan edades de entre 310 y 300 millones de años, mientras que las edades de las rocas datadas en el arco interno (zona Asturoccidental-

Leonesa y zona Cantábrica) se encuentran en el intervalo 300-285 Ma (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011a).

Se infiere de la comparación entre la geoquímica y el análisis isotópico de Sm-Nd de estas rocas con rocas ígneas máficas, con signatura mantélica, previas y posteriores al desarrollo del oroclinal que, durante el periodo transcurrido entre hace 310 y 285 millones de años, el manto sublitosférico sustituyó al manto litosférico (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011b). La coincidencia cronológica y espacial de las rocas ígneas postorogénicas con el oroclinal Ibero-Armoricano, sumado a las evidencias a favor de que la fusión se produjese como consecuencia de un ascenso de la astenósfera, hacen que se haga plausible la hipótesis de que el plegamiento oroclinal ocurriese a escala litosférica (*e.g.* Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004).

Otra manera de argumentar la magnitud litosférica de la génesis de el Oroclinal Ibero Armoricano es mediante la realización de experimentos en los que se simule el comportamiento de la litosfera frente a un hipotético plegamiento de este tipo mediante el uso de modelos analógicos adecuadamente escalados. Con el apoyo del modelado análogo (Pastor-Galán *et al.*, 2012b, 2012c; Capítulo 4) se propone una modificación de la hipótesis original de plegamiento a escala litosférica propuesto por Gutiérrez-Alonso *et al.* (2004) en la que la geometría resultante de la litosfera mantélica tras el plegamiento oroclinal era meramente intuitiva. Como se ha argumentado en los capítulos iniciales de esta tesis, el plegamiento del orógeno Varisco, de geometría inicial aproximadamente rectilínea, se habría producido por el cambio en el régimen regional de esfuerzos. Este cambio sería el

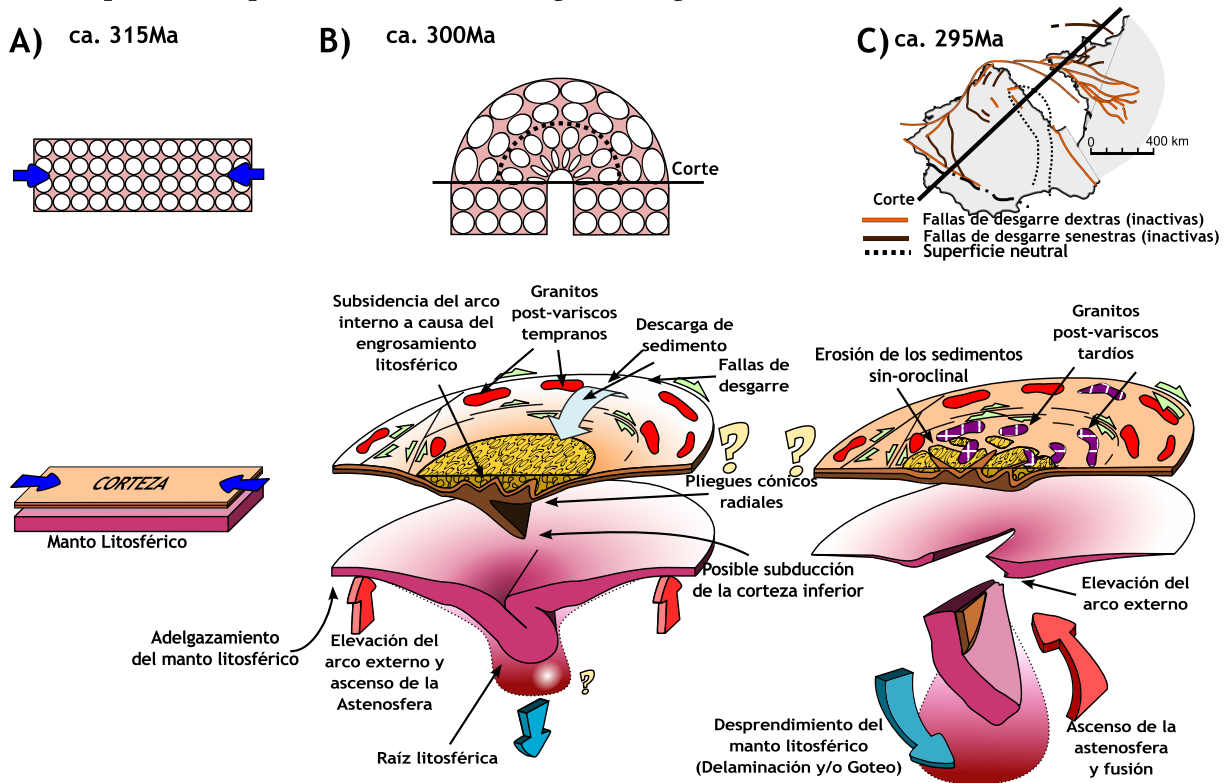


Fig. 6-1: Síntesis de la hipótesis de formación del oroclinal Ibero Armoricano por el plegamiento alrededor de un eje vertical de toda la litosfera.

Fig. 6-1: Synthesis of the thick skinned buckling hypothesis suggested for the Ibero Armorican orocline.

causante del pandeo alrededor de un eje vertical que fue acomodado por un mecanismo de deformación longitudinal-tangencial (Ries y Shackleton, 1976; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004, 2008b; Weil *et al.*, 2010; Pastor-Galán *et al.*, 2012b) durante el Pensilvaniense Medio y Superior (Fig. 6-1). Dicho plegamiento habría provocado el adelgazamiento mecánico de la litosfera en el arco externo. El adelgazamiento litosférico habría causado el ascenso de la astenosfera y consecuentemente un flujo térmico que habría producido en el arco externo la fusión de la corteza inferior (Fernández-Suárez *et al.*, 2000b; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011a)

Por contra, el acortamiento que se produciría en el arco interno habría formado una gran raíz litosférica entre 2,5 y 3 veces más potente que la litosfera original. Este engrosamiento se debería bien al plegamiento de la litosfera mantélica o bien al bajo-cabalgamiento o *underthrusting* de la corteza inferior (Fig. 6-1B; Pastor-Galán *et al.*, 2012b; Capítulo 4) que, de acuerdo con los modelos análogos realizados, tuvieron lugar independientemente de la potencia inicial de la litosfera. La formación de esta raíz litosférica produciría la subsidencia del arco interno del oroclinal Ibero Armoricano lo que, en combinación con el ascenso topográfico del arco externo, resultaría en una cuenca sedimentaria y la consecuente descarga de sedimentos hacia el núcleo del oroclinal, (Fig. 6-1B; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004; Capítulo 5) y en el depósito de rocas sedimentarias de ambiente marino producidas en un relicto de mar epicontinental (Merino Tomé *et al.*, 2009). El acortamiento en la corteza superior se habría acomodado con la formación de pliegues cónicos radiales con geometrías variadas en función de la orientación inicial de las superficies a plegar (Julivert y Marcos, 1973; Bastida *et al.*, 1984; Gutiérrez-Alonso 1992; Aller y Gallastegui, 1995; Pastor-Galán *et al.*, 2012a; Capítulo 2), el desarrollo de fallas inversas y trascurrentes con multitud de rejuegos (Alonso, 1989; Nijman y Savage, 1989) y de cabalgamientos fuera de secuencia (Alonso *et al.*, 2009).

El desequilibrio de masas entre la litosfera engrosada del arco interno, que se haría progresivamente más densa debido a diversos procesos metamórficos (*e.g.* deshidratación, eclogitización...; Leech, 2001), y la litosfera adelgazada bajo el arco externo probablemente causaron una inestabilidad gravitatoria de tipo Rayleigh-Taylor (*e.g.* Houseman y Molnar, 1997; Molnar *et al.*, 1998; Gorczyk *et al.*, 2012). El proceso desembocaría en el desprendimiento de la raíz litosférica (Schott y Schmeling, 1998; Pysklywec *et al.*, 2010) tras el plegamiento oroclinal, mediante un proceso de delaminación, en el sentido del desprendimiento de la raíz por desgarramiento (Bird, 1979; Ducea y Saleeby, 1998; Morency y Doin, 2004; Ducea, 2011) o de goteo (*dripping*) en el sentido del desprendimiento dúctil de la raíz, como si de una gran gota se tratase (Houseman y Molnar, 1997; Molnar y Houseman, 2004; Göğüş y Pysklywec, 2008; Capítulo 4), que habría permitido a la astenosfera ascender y ocupar el lugar que previamente ocupaba la raíz litosférica (Fig. 6-1C; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2004, 2011b; Pysklywec *et al.*, 2010; Pastor-Galán *et al.*, 2012b, 2012c; Capítulo 4).

Como se ha comentado previamente, el contraste de la signatura isotópica de Sm-Nd observada en las rocas ígneas es otra de las evidencias indirectas que nos quedan de la hipotética sustitución del manto (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011a). La sustitución de una raíz litosférica potente y fría por la astenosfera habría producido un gran flujo térmico bajo el núcleo del oroclinal, produciendo la fusión parcial de la corteza y ascenso de rocas ígneas y la circulación de fluidos durante los primeros 15 millones de años del Pérmico Inferior (Fig.

6-1C; Fernández-Suárez, 1994; Fernández-Suárez *et al.*, 2000b; Valverde-Vaquero, 1999; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011b; Martínez y Rolet, 1988; Martín-Izard *et al.*, 2000; Colmenero *et al.*, 2008; Gasparrini *et al.*, 2003, 2006). De acuerdo con los modelos analógicos el proceso de desprendimiento litosférico habría durado unos 15 Ma, un dato coherente con los modelos numéricos (*e.g.* Schott y Schmeling, 1998; Pysklywec *et al.*, 2010) y con la actividad magmática reconocida en la región (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011a).

6.3 Evolución tectónica y geodinámica del oroclinal Ibero Armoricano

El oroclinal IberoArmoricano, enmarcado en una disposición paleogeográfica global, se formó en un momento clave en la historia reciente de la Tierra. El último supercontinente, Pangea, se amalgamó durante el Carbonífero Superior tras las colisiones de Laurentia y Báltica, que formó Laurrusia, y la posterior colisión de esta última con Gondwana, que dio lugar al orógeno Varisco, y la acreción de una serie de fragmentos continentales y arcos de islas como Siberia o Kazakhstán (Domeier *et al.*, 2012 y referencias allí presentes). Estas colisiones dieron lugar a las orogenias de los Urales y Varisca-Apalache-Ouachita (Engelder y Geiser, 1980; Engelder y Gross, 1993; Puchkov, 1997; Ayarza *et al.*, 2000; Brown *et al.*, 2004; Franke, 2006; Martínez-Catalán *et al.*, 2007, 2009 Bartholomew y Whitaker, 2010; Fig. 6-2). La comunidad científica está de acuerdo en la existencia de este supercontinente, en que Pangea debió estar rodeada al menos de manera parcial por zonas de subducción, y también está de acuerdo en la posición aproximada de las masas continentales en el Triásico (Muttoni *et al.*, 2009; Domeier *et al.*, 2012 y referencias allí presentes). Sin embargo, aún existe un intenso debate sobre la disposición de las masas continentales en el supercontinente durante el Pensilvaniense Superior y el Pérmico.

El principal debate está centrado en dos modelos, aunque existen algunos modelos alternativos con mucha menos aceptación (ver Domeier *et al.*, 2012 y referencias allí presentes):

a) Pangea A y sus variantes (Fig. 6-2; Wegener, 1929; du Toit, 1937; van der Voo y French, 1974; van der Voo *et al.*, 1976; Domeier *et al.*, 2011; Dominguez *et al.*, 2011) es el modelo más aceptado por la comunidad (ver argumentos en Domeier *et al.*, 2012). La principal problemática que presenta este modelo es que, según los datos paleomagnéticos conocidos, varias masas continentales estarían superpuestas (Morel e Irving, 1981); si bien, aplicando ciertas correcciones, las superposiciones disminuyen notablemente (van der Voo y Torsvik, 2001; Domeier *et al.*, 2012). A su favor cuenta con que los datos del Triásico en adelante están de acuerdo con esta disposición.

b) Pangea B (Fig. 6-2; Irving, 1977; Irving, 2004; Muttoni *et al.*, 2009). Este modelo presenta un mejor encaje de los datos paleomagnéticos para la posición de las distintas masas continentales durante el Pérmico, aunque la mayor parte de los datos en los que se basa esta hipótesis son relativamente antiguos y no existe una discusión sobre las posibles remagnetizaciones de las muestras estudiadas, ni de las posibles rotaciones con ejes verticales que hayan podido sufrir (Domeier *et al.*, 2012). No obstante, presenta dos problemas mayores: la configuración paleogeográfica y la

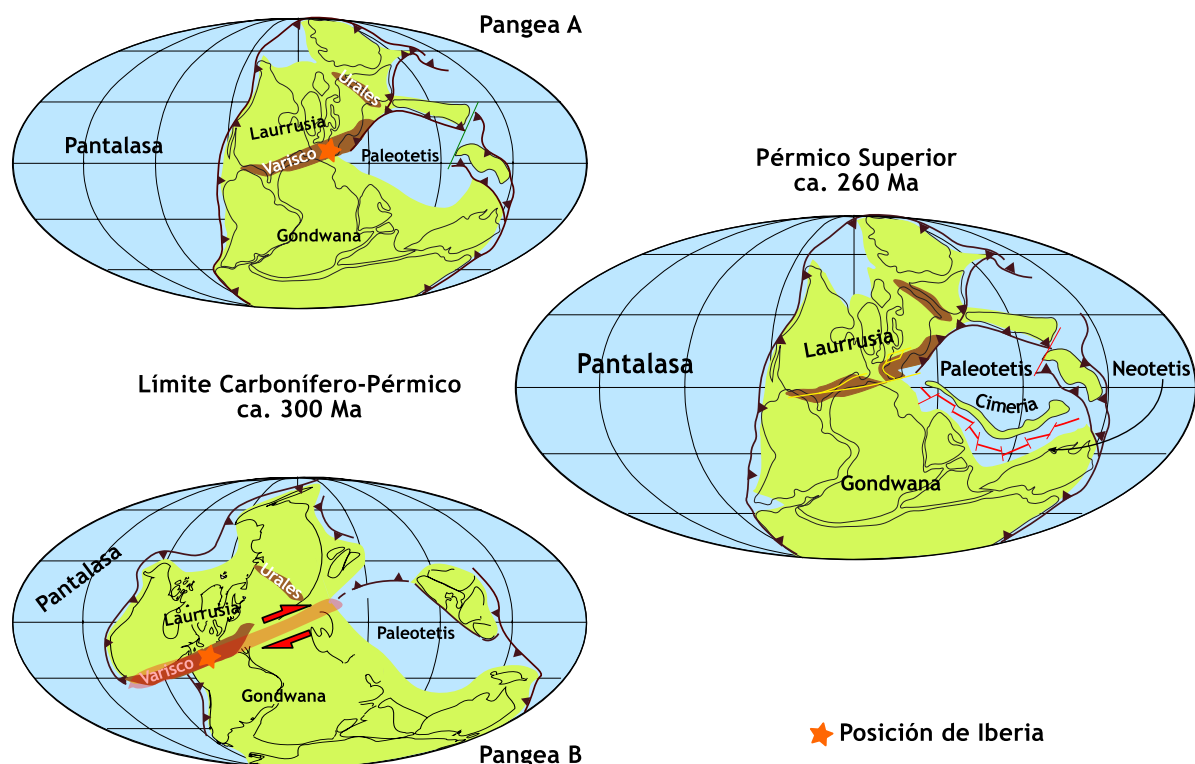


Fig. 6-2: Reconstrucciones A y B de Pangea durante el límite Carbonífero Pérmico y su evolución hacia la reconstrucción del Pérmico Superior.

Fig. 6-2: Pangea A and B reconstructions for the Carboniferous-Permian limit and their evolution towards the upper Permian reconstruction.

evolución orogénica generalmente aceptada para el orógeno Varisco-Apalache-Ouachita. Además de éstas, existe la necesidad de acomodar una cizalla intracontinental con un desplazamiento de al menos 3500 kilómetros que habría ocurrido durante el Pérmico (Fig. 6-2; Irving, 1977; Muttoni *et al.*, 2009) de la que no hay evidencias documentadas en la actualidad (Domeier *et al.*, 2012).

No es el objetivo de esta tesis discutir cuál de los dos modelos es más plausible, sin embargo, la posición paleogeográfica de la península Ibérica es uno de los puntos clave en ambas reconstrucciones y, obviamente, es capital a la hora de sugerir un mecanismo de formación para el oroclinal Ibero Armoricano (Fig. 6-2).

Los argumentos paleogeográficos presentados en el Capítulo 5 apuntan a los cratones del Sahara y el escudo Arábigo-Nubio como las fuentes de sedimentos más probables para las rocas del noroeste de Iberia, al menos a lo largo de gran parte del Paleozoico (Fernández-Suárez *et al.*, 2002; Díez Fernández *et al.*, 2010) junto con otras áreas próximas como Cerdeña o Marruecos (*e.g.* Abati, 2010; Avigad *et al.*, 2012). Una fuente de sedimentos similar se ha sugerido para el suroeste de Iberia, donde también se han detectado aportes correlacionables con los que se han descrito en el terreno de Meguma (la Zona Surportuguesa ibérica y parte de Nueva Escocia; Martínez-Catalán *et al.*, 1997; Braid *et al.*, 2011). Estos argumentos, sumados a las evidencias paleomagnéticas discutidas en Domeier *et al.* (2012), hacen pensar que el modelo de Pangea A es el más plausible (Fig. 6-2), ya que en caso contrario los sedimentos paleozoicos de Iberia tendrían su proveniencia en el

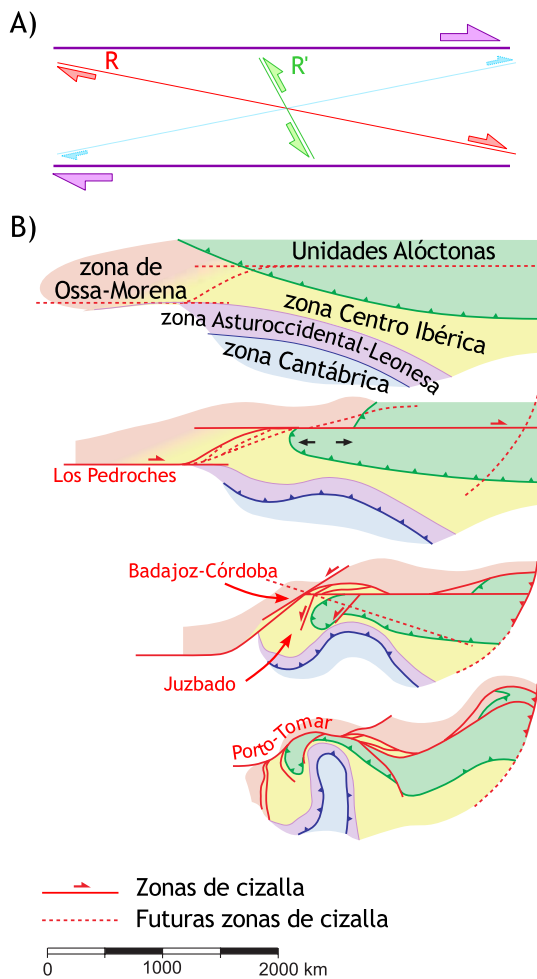


Fig. 6-3: A) Estructuras de Riedel en una cizalla dextra. B) Hipótesis de formación de los arcos orogénicos del Varisco según Martínez-Catalán (2011).

Fig. 6-3: A) Riedel structures in a dextral shear zone. B) Variscan orogenic arcs formation hypothesis according to Martínez-Catalán (2011).

Catalán (2011; 2012) requiere una cizalla con un mínimo de 2000 kilómetros de desplazamiento cuya existencia solamente es justificable en un contexto Paleogeográfico de Pangea B de la que no existen evidencias suficientes en el registro geológico conservado en la actualidad. Es cierto que la ausencia de evidencias de una cizalla de tales dimensiones, que atravesaría varios de los continentes actuales (Fig. 6-2), no es una evidencia de su ausencia, pero sí plantea una contrariedad fundamental para dar validez al modelo.

Asimismo, una cizalla con un desplazamiento tan grande debería tener un reflejo más acusado en las rocas a las que afectaría y formaría una gran cantidad de estructuras asociadas, interpretables como de tipo Riedel -R y R'- (Fig. 6-3A; Tchalenko, 1970). Arthaud y Matte (1977) ya interpretaron las cizallas trascurrentes tardías observadas en el Varisco como este tipo de estructuras relacionadas con una cizalla dextra a escala continental. Sin embargo, en aquel momento se desconocía el origen secundario del oroclinal Ibero Armoricano, las edades de las cizallas e incluso se desconocía la existencia de muchas de las zonas de cizalla y de su geometría y cinemática. Así, la geometría propuesta para las cizallas

cratón Amazónico. De ser así, la península Ibérica habría estado situada aproximadamente en el ápice del océano Paleotetis durante el Pensilvaniense.

Hasta el momento, se han propuesto dos mecanismos diferentes que pudieron producir el plegamiento oroclinal del orógeno Varisco en el intervalo temporal 310-300 Ma como un arco secundario (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2008b; Martínez-Catalán, 2011; ver Capítulo 1). El modelo propuesto por Martínez-Catalán (2011) implica un mecanismo de formación común para el oroclinal Ibero Armoricano, el Arco Orogrénico Centroibérico y el Arco Orogrénico de Bohemia, aunque la cinemática de los dos últimos no está aún establecida. Según este autor, estos arcos orogénicos se habrían formado como consecuencia de la transpresión producida por una cizalla dextra a escala continental que afectaría al sector central de Pangea durante el Pensilvaniense (Fig 6-3).

Si se ha estimado un acortamiento mínimo de *ca.* 1000 kilómetros para la formación del oroclinal Ibero Armoricano, se puede estimar en unos 2000 kilómetros necesarios para producir estas tres curvas orogénicas. Así, el modelo de Martínez-

R y R' por Arthaud y Matte (1977) a ojos del estado de conocimientos actual resulta poco realista.

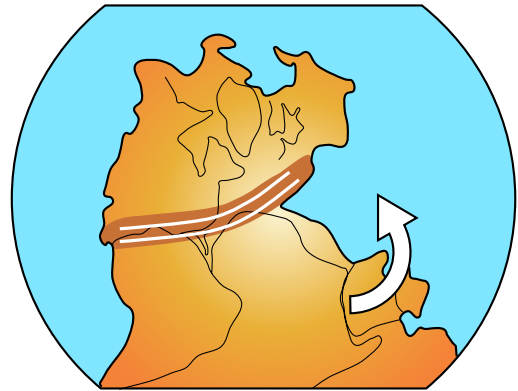
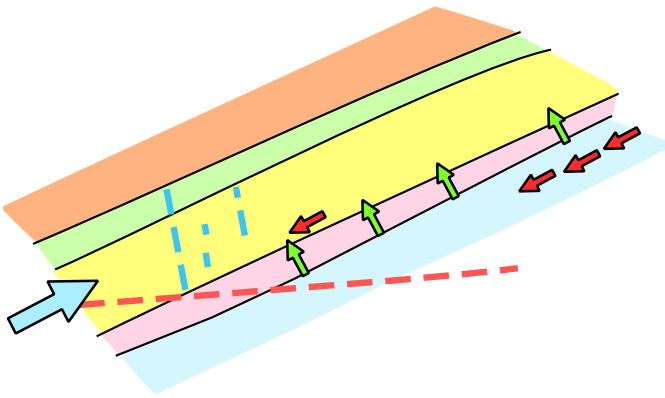
En el modelo de Martínez-Catalán, se sugiere que las cizallas dexas de Armórica y el Macizo de Bohemia serían parte de la megacizalla principal, mientras que la Porto-Tomar sería una cizalla R' curvada por el propio efecto de la transpresión, y las cizallas senestras presentes en el Macizo Ibérico (e.g. Juzbado o Badajoz-Córdoba) representarían estructuras tipo R'. Esta interpretación de las cizallas, sin embargo, parece *ad hoc*, puesto que las cizallas senestras presentan una orientación a casi 90° de la esperable en una estructura R' (Fig 6-3B). Por otro lado la cinemática de las cizallas coetáneas (ca. 304-305 Ma.) localizadas en el Macizo Armoricano (Turrillot *et al.*, 2011) implican un estiramiento generalizado en dirección aproximadamente este-oeste, que no es compatible cinemáticamente con la situación de transpresión que se propone.

El otro modelo propuesto para explicar la posible causa del origen del oroclinal Ibero Armoricano de Gutiérrez-Alonso *et al.* (2008b) está basado en la hipótesis de Pangea A y sugiere un proceso de auto-subducción de Pangea (*i.e.* subducción de Pangea bajo sí misma). Este proceso es un mecanismo que podría explicar el cambio de régimen de esfuerzos requerido para producir un plegamiento oroclinal en el vértice del océano Paleotetis (Fig. 6-4; Capítulo 1). En este modelo se propone que la subducción de la dorsal oceánica del océano Paleotetis bajo el margen norte de este océano (Figs. 1-16A y 6-4) habría producido una situación geodinámica muy particular, solamente posible en el contexto de un supercontinente y sería efímero. Así, este modelo considera que la litosfera oceánica del océano Paleotetis estaría subduciendo bajo el margen norte de este océano, en el momento en el que formaría parte de la placa de Pangea, unida a la misma mediante el margen pasivo en el sur del mismo una vez subducida la dorsal que existía en él (Fig 1-16B, para una descripción pormenorizada del modelo consultar Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2008b). Semejante configuración habría producido extensión alrededor de Pangea, a la vez que produciría acortamiento en las proximidades del vértice de la zona de subducción del Paleotetis (Fig. 1-16B).

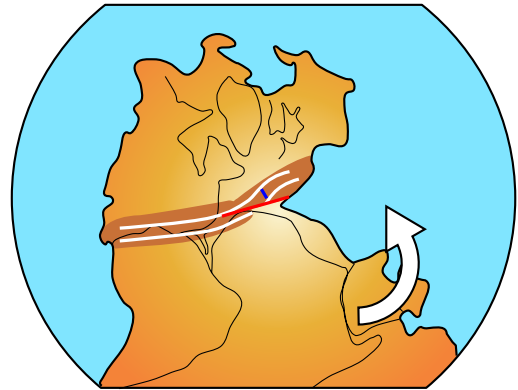
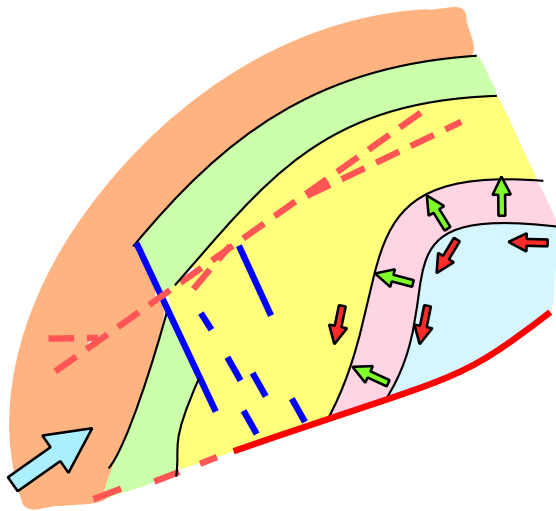
El mecanismo descrito sería capaz de producir un plegamiento oroclinal a escala litosférica con un mecanismo de plegamiento longitudinal-tangencial en la posición de Iberia durante el Carbonífero Superior y el Pérmico. Además, este modelo podría servir para explicar las zonas de cizalla (Fig 6-4; Anexo D6-2) contemporáneas con la formación del oroclinal Ibero Armoricano (Gutiérrez-Alonso, 2010), el acortamiento norte-sur descrito en la ZC (Fig. 6-4; e.g. Julivert y Marcos, 1973; Pastor-Galán *et al.*, 2012a; Capítulo 2), la extensión a gran escala en Pangea que produjo zonas de rift radiales y, finalmente, la formación del rift y el desmembramiento definitivo del continente acintado Cimmeria que implicó el nacimiento del Neotetis.

Sin embargo, esta hipótesis se formuló antes de que el Arco Orogénico Centro Ibérico estuviese establecido (Martínez-Catalán, 2011, 2012; Shaw *et al.*, 2012). No obstante, y a pesar de que aún no se conoce la cinemática de este arco orogénico, este modelo también podría explicar su existencia, sobre todo si se asume la geometría propuesta por Martínez-Catalán (2011). Un aspecto importante a tener en cuenta es la correlación

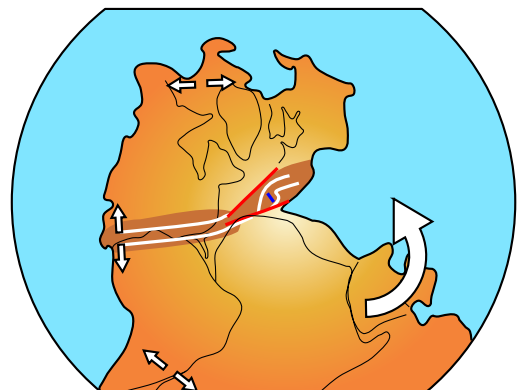
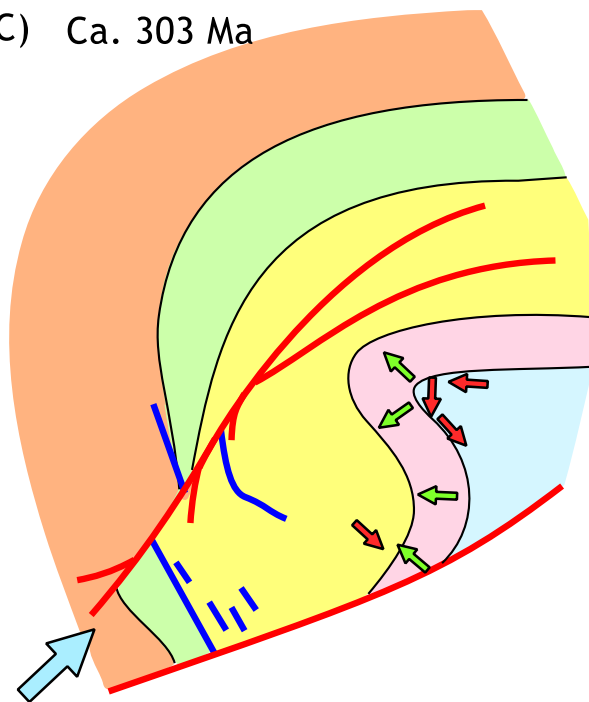
A) Ca. 310 Ma



B) Ca. 306 Ma



C) Ca. 303 Ma



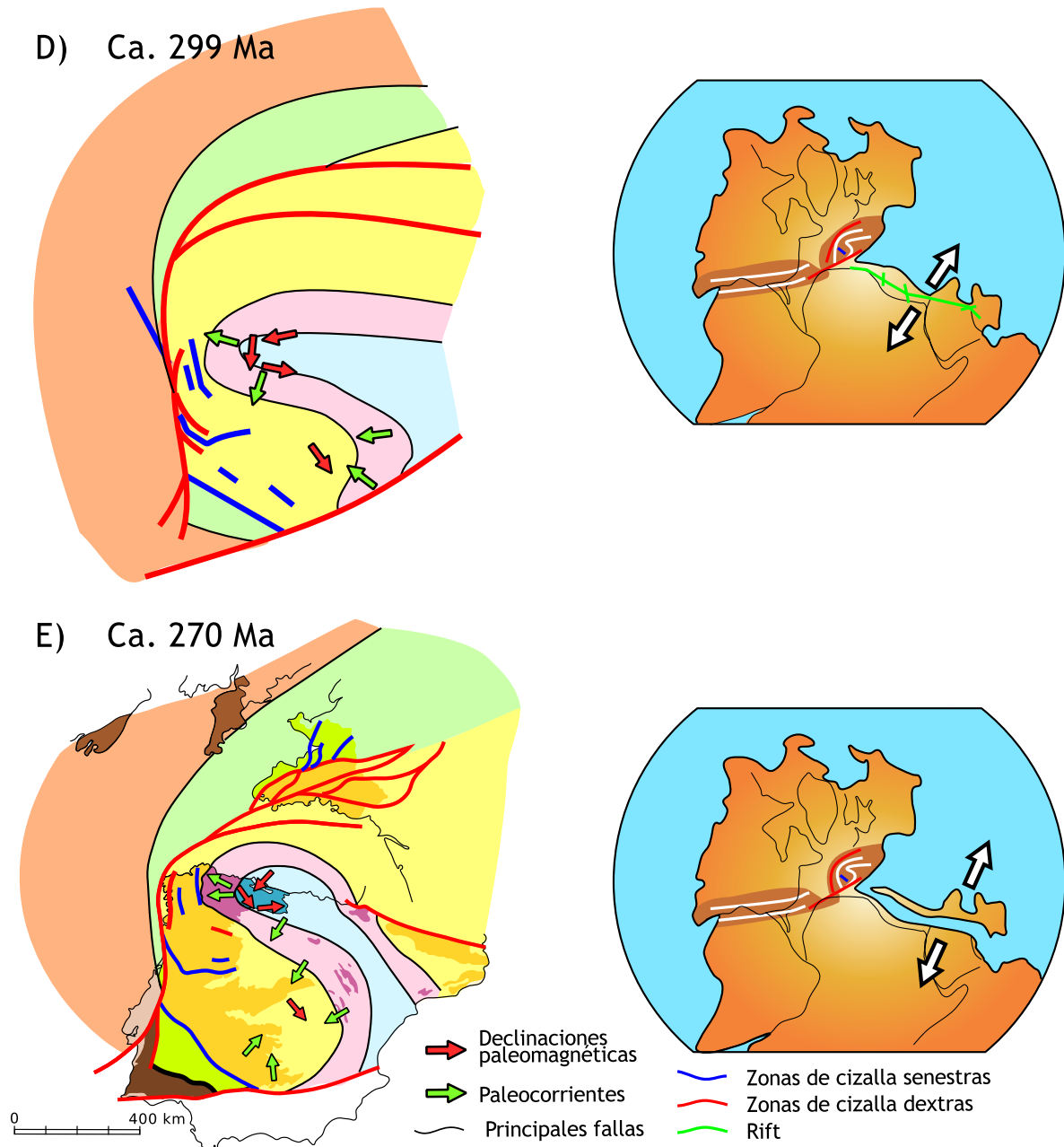


Fig. 6-4: Hipótesis de formación del oroclinal Ibero Armoricano y arco Centroibérico. La migración del margen sur del Paleotetis hacia el norte, probablemente producida por el proceso de autosubducción de la placa de Pangea (Gutiérrez-Alonso et al., 2008b), habría causado un cambio regional en el campo de esfuerzos que habría plegado el orógeno Varisco de forma disarmónica. Esta hipótesis explica la formación de las distintas zonas de cizalla tardías observadas en el macizo Ibérico y Armoricano. Para más detalles ver texto.

Fig. 6-4: Ibero Armoricano orocline and Central Iberian arc hypothesis of formation. The migration northwards of the southern margin of Pangean, probably related with the self subduction of the Pangean global plate (Gutiérrez-Alonso et al., 2008b), would produce a change in the regional stress field that would have led to a disharmonic buckling of the Variscan belt. This hypothesis can explain the formation of the different shear zones found in the Iberian and Armorican Massifs. See text for further information.

tectonoestratigráfica entre la zona Surportuguesa y el sur de las islas Británicas; al igual que la geometría conocida de la cizalla trascurrente de Porto-Tomar, se infiere una morfología externa para el orógeno Varisco en “C”, es decir, un arco simple en lugar de una “S”, hecho posible de reconocer también con los datos de geofísica en el margen atlántico ibérico (Alves *et al.*, en prensa). Por otra parte, el patrón de desarrollo de las rocas ígneas postorogénicas sugiere un patrón en “C” desde el arco externo del oroclinal Ibero Armoricano hasta el OC (Fig 6-4). Contrariamente, las paleocorrientes observadas en rocas Ordovícicas (Shaw *et al.*, 2012) y los lineamientos magnéticos (Martínez-Catalán, 2012) dibujan un patrón interno con forma de “S”.

Una posible explicación a este fenómeno sería que la corteza se hubiese plegado de forma disarmónica mientras que la litosfera mantélica acomodaría la deformación como se ha descrito anteriormente, adelgazándose en el arco externo y engrosándose en el arco interno. Este tipo de plegamiento habría acomodado el acortamiento sufrido dentro de la “C” formando una “S” en su interior según progresase la deformación (Fig. 6-4). De ser así, algunas estructuras como las descritas en los Capítulos 1 y 2 deberían poder observarse en el núcleo del Arco Centro Ibérico. Desafortunadamente el Arco Centro Ibérico discurre en gran parte bajo la cuenca terciaria del Tajo, los afloramientos son escasos, y las rocas susceptibles de registrar la cinemática del arco por medio del paleomagnetismo son inexistentes, por lo que no es sencilla la comprobación.

Este modelo de plegamiento, además, podría explicar la formación tanto de las grandes cizallas tardías dexas como de los movimientos senestros observados en las cizallas trascurrentes coetáneas con la formación del oroclinal. En la Figura 6-4 se muestra de manera gráfica cómo un acortamiento en dirección norte-sur puede ser responsable de la generación de las estructuras a gran escala que se observan al oeste del orógeno Varisco europeo causadas por la rotación alrededor de ejes verticales durante el Carbonífero más alto y cuyas características principales se encuentran descritas en esta tesis (Fig. 6-4).

CAPÍTULO 7:
CONCLUSIONES



CONCLUSIONS

7 Conclusiones

A lo largo de los distintos capítulos de esta tesis doctoral se han discutido los hallazgos y aportaciones de la investigación realizada. A continuación se expone un resumen de las principales conclusiones y aportaciones de esta tesis al estudio del oroclinal Ibero Armoricano ordenadas en función de los distintos aspectos abordados a lo largo de este trabajo.

El oroclinal Ibero Armoricano, especialmente en su núcleo, el oroclinal Cantábrico, presenta las características estructurales y estratigráficas necesarias para poder indagar en su cinemática y encuadrarla de forma eficaz en un marco cronológico suficientemente detallado. El análisis de los patrones de diaclasas estudiados en el oroclinal Cantábrico muestra la presencia de al menos tres fases distintas de formación de fracturas:

A) Durante la colisión de Gondwana y Laurentia, que formó el orógeno Varisco, se produjo un conjunto de diaclasas con orientaciones paralelas y perpendiculares a las estructuras resultantes de los procesos de deformación principal y cuyas envolventes fueron plegadas a la vez que todo el resto del orógeno durante la formación del oroclinal.

B) Durante la compresión N-S, en coordenadas actuales, que produjo el plegamiento oroclinal del Orógeno Varisco en Iberia, se generó una nueva población de diaclasas que se reconocen en las rocas sedimentarias continentales del Pensilvaniense superior, con orientaciones N-S y E-O, cuando el oroclinal Ibero Armoricano ya había sido plegado entre un 30% y un 50%. Las envolventes fueron plegadas de forma subsecuente y registraron así el resto de rotación con eje vertical que tuvo lugar hasta el Pérmico inferior. Por esta razón, presentan una curvatura entre el 50% y 70% de la observada en las envolventes de las diaclasas formadas durante la orogenia Varisca.

C) Con posterioridad al Pérmico Inferior, y probablemente relacionado con los distintos movimientos tectónicos alpinos producidos en el norte de Iberia al final del Mesozoico y el Cenozoico, se formaron 3 distintos patrones de diaclasas en las que no se registran rotaciones de eje vertical con orientaciones N-S, E-O y N120°E.

Estos patrones de diaclasas muestran que el oroclinal Ibero Armoricano, al menos en su núcleo, estaba plegado entre un 30% y un 50% en el Estefaniense B-C (Kasimoviense y Gzheliense Superior, entre hace 306 y 303 millones de años) y formado completamente en el inicio del Pérmico Inferior. Si se asume que el oroclinal Ibero Armoricano se produjo a una velocidad constante, este se habría formado desde el Moscoviense hasta el límite

7 Conclusions

The findings and contributions of my research have been documented and discussed throughout the various chapters of this PhD dissertation. The main conclusions of this thesis are summarized in the following paragraphs.

In the Iberian-Armorican Arc, and especially its core, the Cantabrian Orocline, exposes the main structural and stratigraphic features necessary to investigate the kinematics and timing of oroclinal buckling. The analysis of joint patterns in the Cantabrian Orocline shows the presence of at least three different stress-strain fields related to the formation of tension fractures:

A) During the east– west (in present-day coordinates) compression, related to the collision between Gondwana and Laurussia and the development of the Variscan foreland fold–thrust belt, two sets of joints, both parallel and normal to the main Variscan structures, were formed. The geometric enveloping surface of these joint sets was passively folded around a vertical axis during the oroclinal buckling together with the whole orogen.

B) During the north–south compression that resulted in oroclinal bending of the Cantabrian Orocline, two new different joint sets developed with initial orientations N-S and E-W when the orocline was already bent between a 30% and 50%. Therefore, the enveloping surface of these sets presents a curvature between a 50% and a 70% of the overall curvature of the Cantabrian Orocline. These sets have been recognized in the Upper Pennsylvanian continental sedimentary rocks.

C) During post-Permian times and probably related to the different Mesozoic and Tertiary Alpine processes three different sets developed. These joint sets present no relative vertical axis rotation.

Joint patterns in the Cantabrian Orocline indicate that the Cantabrian Orocline was closed between 30% and 50% prior to Stephanian times (Kasimovian to Upper Gzelian, *ca.* 306-303 Ma.) and was completely bent by the lowermost Permian. These kinematic constraints indicate that oroclinal bending of the Cantabrian Orocline occurred between the middle Moscovian and the Carboniferous–Permian boundary (*ca.* 310 to 299 Ma). The results are consistent with previous paleomagnetic data (Weil *et al.*, 2010) and with the ductile structures found in the outer arc of the IAO (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2010). The closure rate suggested for the OIA in angular terms is *ca.* $15^{\circ}/10^{-6}$ year to $20^{\circ}/10^{-6}$ year, and the north-south shortening rate would be greater than 10 cm/year, which makes the IAO buckling a faster process when compared with Bolivian orocline ($4^{\circ} \cdot 10^{-6}$ year and *ca.* 9

Carbonífero-Pérmico (311 a 299 millones de años) en un periodo que no pudo ser muy superior a los 10 millones de años. Estos resultados son coherentes con los observados mediante el paleomagnetismo (Weil *et al.*, 2010) y son coherentes con las estructuras dúctiles del arco externo (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2010) que se interpretan como la acomodación de la rotación en esa zona del oroclinal Ibero Armoricano. Una velocidad como la sugerida para el cierre del oroclinal Ibero Armoricano, incluyendo la rotación de sus dos flancos, tanto en términos angulares, entre $15^{\circ}/10^6$ años y $20^{\circ}/10^6$ años, como de acortamiento que implicaría velocidades mayores de 10 cm/año, convierte a la formación del oroclinal Ibero Armoricano en un proceso bastante rápido comparado con el oroclinal de Bolivia ($4^{\circ}/10^6$ años y cerca de 9 cm/año, Allmendinger *et al.*, 2005), el de Calabria ($11^{\circ}/10^6$ años y 5,5 cm/año, Cifelli, 2008; Johnston y Mazzoli, 2009) o los oroclinales de Alaska ($10^{\circ}/10^6$ años y 4 cm/año, Johnston, 2001).

Un proceso como el plegamiento de un orógeno a escala continental necesariamente tiene que tener un reflejo en la generación de estructuras en todos los niveles de la litosfera. Durante la formación del oroclinal Ibero Armoricano se produjeron en la corteza media e inferior fallas transcurrentes (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2010) mientras que en la corteza superior del oroclinal Ibero Armoricano se produjeron, además de las distintas familias de diaclasas observadas o los cabalgamientos fuera de secuencia (Alonso *et al.*, 2009), los pliegues cónicos con orientación radial a las estructuras Variscas. Durante el plegamiento oroclinal se formaron pliegues con diferentes características geométricas (*i.e.* ángulos semiapicales y orientaciones de los ejes) en función de la morfología que las diferentes superficies adquirieron durante la orogenia Varisca y de la posición que ocupaban respecto al eje vertical de rotación del oroclinal. El estudio de estos pliegues en la unidad de Somiedo y en la sección más occidental de la zona Asturoccidental Leonesa ha permitido situar el eje vertical de rotación local en algún lugar cercano a la traza del plano axial del sinforme de Los Lagos, que actuó como una línea de deformación neutral, es decir, no sufrió ni acortamiento ni estiramiento. De esta manera, todas las rocas en la unidad de Somiedo situadas al este de la traza axial del sinforme de Los Lagos estaban situadas durante la formación del oroclinal Ibero Armoricano en el campo cinemático del acortamiento y las rocas situadas al este de la citada traza axial estaban situadas en el dominio del estiramiento.

Si bien ha sido posible un estudio pormenorizado de algunas de las estructuras producidas durante la formación de un oroclinal en la corteza gracias a los afloramientos existentes (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2010; esta tesis), el estudio de la respuesta litosférica a un plegamiento a escala litosférica solo puede hacerse a través de métodos indirectos como la geocronología (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011a), la geofísica (Martínez-Catalán, 2011), la geoquímica (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011b) o bien mediante la modelización de los procesos ya sea numéricamente (*e.g.* Muñoz-Quijano y Gutiérrez-Alonso, 2007a, 2007b) o análogamente (esta tesis). En este trabajo se ha mostrado cómo la modelización análoga es una herramienta imprescindible para comprender los procesos a escala litosférica y de una forma particular, los oroclinales. Los experimentos realizados avalan el mecanismo de deformación tangencial-longitudinal propuesto por Gutiérrez-Alonso (2004) como un mecanismo plausible que pueda producir extensión y adelgazamiento de la litosfera bajo el arco externo y un acortamiento importante de la litosfera en el arco interno que pudiese

cm/year, Allmendinger *et al.*, 2005), Calabrian orocline (11×10^{-6} year and 5,5 cm/year, Cifelli, 2008; Johnston y Mazzoli, 2009) or the Alaskan oroclines (10×10^{-6} year and 4 cm/year, Johnston, 2001).

The buckling of a linear orogen at a continental scale necessarily causes structures at all lithospheric levels. Thus, strike-slip shear zones developed in the middle crust (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2010) whereas in the upper crust of the IAO the following structures were formed: 1) joint sets (described above), (2) out-of-sequence thrusts (Alonso *et al.*, 2009), (3) radial folds to the Variscan structural main trend with conical geometry. The detailed study of conical folds in curved mountain belts resulting from the interference of superposed orthogonal shortening events is a powerful tool for characterizing the sequence of tectonic events that produce oroclines. Conical folds develop with different semiapical angles and axis attitudes depending on the initial orientations of the geological surfaces and their position with respect to the vertical rotation axis responsible for the orocline formation.

Considering the Cantabrian Orocline, the geometry of the conical folds in the Somiedo unit and the innermost section of the WALZ indicate that the local vertical rotation axis should be placed somewhere near the axial trace of the syncline described by the Belmonte thrust (Los Lagos synform). All the rocks within the Somiedo unit located to the east of this axial trace are situated in the shortening domain of the orocline. The axial trace of this syncline acted as the neutral line, where rocks are neither shortened nor stretched. Finally, all rocks to the west of this neutral fibre are located in the stretching zone. The conical folds studied in the Cantabrian Arc indicate the general usefulness of conical folds in recognizing and interpreting orocline development in other curved mountain belts.

Although a detailed study of the crustal structures generated during the oroclinal buckling has been possible thanks to the existing outcrops (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2010; this thesis), the study of the lithospheric response to a thick skinned oroclinal buckling can only be done through indirect methods such as geochronology (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011a), geophysics (Martínez-Catalán, 2011), geochemistry (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011b) or numerical and analogue modeling (*e.g.* Muñoz-Quijano y Gutiérrez-Alonso, 2007a; 2007b; this thesis). Analogue modeling of orocline buckling is a powerful tool to reproduce lithospheric-scale processes similar to those observed in nature at laboratory scale. The experiments provided useful information indicating that during thick skinned orocline buckling of the lithosphere the longitudinal tangential strain is the main mechanism of deformation (Gutiérrez-Alonso, 2004), causing extension in the outer arc and significant shortening in the inner arc. The extension of the mantle lithosphere in the outer arc is probably accommodated by viscous stretching, while extension in the crust is accommodated by crustal-scale shear zones. On the other hand, the inner arc shortening is accommodated in the mantle lithosphere by folding and underthrusting, developing a well defined lithospheric root as has been observed in other mechanisms of lithospheric thickening (*e.g.* Cloetingh *et al.*, 1999; 2002; Pysklywec *et al.*, 2010; Fernández-Lozano *et al.* 2011).

producir una raíz litosférica durante un plegamiento oroclinal a escala litosférica. En todos los experimentos realizados, la raíz litosférica se produjo mediante distintos tipos de plegamiento litosférico, de manera similar a otros mecanismos de engrosamiento litosférico como los propuestos en las hipótesis y modelizaciones planteadas por Cloetingh *et al.* (1999; 2002), Pysklywec *et al.* (2010) o Fernández-Lozano *et al.* (2011) entre otros, para la compresión intraplaca.

La modelización del proceso de desprendimiento del manto litosférico muestra que en ciertas condiciones experimentales el desprendimiento de la litosfera es posible y ocurre con facilidad. Sin embargo, por debajo de estas condiciones, este proceso no ocurrió pese a que siguiendo las reglas de escalado y los modelos teóricos debería haber ocurrido. La interpretación de este hecho pasa porque bajo dichas condiciones no se supera el límite elástico o de fluencia de la plastilina utilizada para modelizar la astenosfera (Zualuf y Zulauf, 2004). No obstante, los experimentos que se realizaron con temperaturas por encima de ciertas condiciones térmicas muestran cómo los procesos de goteo (*dripping*) parecen actuar a la vez que los procesos de ruptura y delaminación una vez comienza una inestabilidad de Rayleigh-Taylor (Molnar *et al.*, 1998). Estos experimentos se asemejan al desprendimiento de la litosfera como el interpretado en los Cárpatos bajo el arco de Vrancea (e.g. Fillerup *et al.*, 2010). Además, siguiendo las normas de escalado para procesos litosféricos (Davy y Cobbold, 1991) los modelos análogos indican que este proceso tomaría unos 8 Ma para estar en un estadio intermedio y unos 15 Ma para la completa sustitución de la raíz litosférica por la astenosfera, datos que están en concordancia con los resultados de Schott y Schmelling (1998) o Pysklywec y Cruden (2004) utilizando modelización numérica y con la cronología propuesta para el oroclinal Ibero Armoricano (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011a).

Los grandes cambios en la morfología de litosfera, ya sea el engrosamiento o el adelgazamiento litosférico, muestran siempre una respuesta topográfica. Si el oroclinal Ibero Armoricano ocurrió a escala litosférica tuvieron que ocurrir grandes cambios topográficos similares a los observados en los *rift* y en zonas con gran engrosamiento del manto litosférico. En un *rift*, la litosfera está muy adelgazada y consecuentemente la astenosfera ocupa un lugar próximo a la superficie, lo que produce un flujo térmico que eleva la topografía. Sin embargo, en las zonas donde hay un gran engrosamiento del manto litosférico se produce el efecto contrario, una gran subsidencia como ocurre por ejemplo en la cuenca de Focsani al este de los Cárpatos.

El estudio geocronológico de isótopos de U-Pb en circones detríticos en rocas de la Zona Cantábrica con edades que varían desde el Ordovícico al Pérmico ha revelado que la topografía en el noroeste de Iberia solo varió durante la orogenia Varisca (Devónico Superior a Missisipiense Superior) y durante el plegamiento oroclinal (Pensilvaniense) y, justamente después del mismo, durante el Pérmico Inferior. Estos datos apoyan un origen litosférico para el oroclinal Ibero Armoricano, cuya formación adelgazaría la litosfera en el arco externo y la engrosaría en el arco interno realizando la topografía del arco externo y deprimiendo la del arco interno permitiendo la formación de depósitos molásicos durante el Pensilvaniense, mientras que, debido al desprendimiento litosférico de la raíz formada bajo

Delamination and detachment of the mantle lithosphere root developed during oroclinal buckling was possible under some of the conditions selected for the performed analogue modeling experiments. At several temperature conditions the detachment did not take place, likely because the selected plasticines have a yield strength that does not permit sinking. However, the experiments in which detachment occurred showed a geometry in which dripping and delamination seem to act at the same time. Additionally, the geometry obtained is similar to that observed in the natural lithosphere under the Vrancea Arc (Carpathinas; Fillerup *et al.*, 2010). Following the scaling parameters for lithospheric processes (Davy and Cobbold, 1991) the detachment process would take 15 m.y. to be completed and 8 m.y. to reach an intermediate stage. These data are consistent with results of previous numerical and analogue modeling experiments (Schott and Schmelling, 1998; Pysklywec and Cruden, 2004) and the geochronological and geochemical results obtained in the Iberian Armorican Orocline (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011a; 2011b).

Great changes in the morphology of the lithosphere, both lithospheric thickening and thinning, should bring about a significant topographic response. If the oroclinal buckling in the European Variscides was a thick-skinned feature, profound topographic changes must have taken place in a manner analogous to what happens in rift zones, or in places where the lithosphere has been thickened. In rift zones the lithosphere is very thin and therefore, the asthenosphere is situated close to the surface, which produces a substantial thermal flow that in turn produces a topographic uplift. On the other hand, in the places where the lithosphere has been thickened, the gravitational forces induce subsidence and creation of sedimentary basins (*e.g.* the Focsani Basin, Romania).

Detrital zircon studies can complement regional syntheses in helping to deduce paleogeographic location and nature of source areas, the occurrence of major tectonic events such as terrane dispersal and continental collisions, as well as the crustal response to lithospheric-scale processes such as oroclinal buckling and lithospheric delamination.

U-Pb geochronological analysis of detrital zircons in thirteen samples of the CZ of the NW Iberian Variscan belt reveal that this portion of Iberia was part of the northern passive-margin of Gondwana from the Ordovician to Late Devonian, until the onset of collision between Gondwana and Laurussia. Zircon populations in these samples show important similarities with zircons found in coeval detrital rocks from central-north Africa (*e.g.* Meinhold *et al.*, 2011). Additionally, the populations found in NW Iberia are consistent with a possible Saharan/NE African provenance. We suggest that from the Ordovician to the Late Devonian, NW Iberia was situated along the northern Gondwanan passive margin, close to the paleoposition of central north Africa and the Saharan craton. Additionally, the Carboniferous-Permian samples studied record the topographic changes produced during the Variscan orogeny, the Cantabrian Orocline formation and the subsequent detachment of the lithospheric mantle.

Thus, considering the previous studies and those carried out as part of this PhD thesis, we can conclude that a plausible overall interpretation is that the Variscan orogen was folded around a vertical axis during the Pennsylvanian during a period that lasted about 10 m.y. The structures developed during the formation of IAO buckling suggest that

el Oroclinal Cantábrico (arco interno del oroclinal Ibero Armoricano) durante el Pérmico, la topografía se invertiría produciendo elevación en el núcleo del oroclinal Ibero Armoricano y cambios en los aportes de sedimentos. Esta interpretación, además concuerda con los modelos numéricos propuestos por Muñoz-Quijano y Gutiérrez-Alonso (2007a, 2007b).

Así, y contando con los estudios previos y los llevados a cabo en colaboración a la vez que esta tesis, se puede concluir que una interpretación plausible es que el orógeno Varisco fue plegado alrededor de un eje vertical durante el Pensilvaniense en un espacio de tiempo de alrededor de 10 millones de años. Las estructuras formadas durante la formación del oroclinal Ibero Armoricano sugieren que este plegamiento se produjo debido a un gran cambio del campo de esfuerzos pasando a ser de este-oeste a norete-sur en coordenadas actuales, lo que apunta a que el plegamiento del orógeno se formó mediante un mecanismo de *buckling*. El plegamiento habría afectado a toda la litosfera, que se habría deformado mediante un mecanismo dominante de tipo deformación longitudinal-tangencial. De acuerdo con los modelos analógicos realizados, la raíz formada en la litosfera mantélica bajo el núcleo del oroclinal fue probablemente producida por plegamiento litosférico. Dicha raíz en algún momento alrededor del límite Carbonífero-Pérmico dejó de ser gravitacionalmente estable debido a los distintos procesos físico-químicos a los que estaba sometida. En ese momento pudo comenzar a desarrollarse una inestabilidad de tipo Rayleigh-Taylor que finalizó con el desprendimiento y hundimiento del manto litosférico en el manto astenosférico en un proceso que pudo ser de delaminación litosférica, goteo (*dripping*) o una mezcla de ambos.

this process occurred due to a large change in the stress field from E-W to N-S (in present day coordinates), which suggests that the folding of the orogen was produced by the mechanism of buckling. The buckling process affected the whole lithosphere, which would have been deformed by a dominant mechanism of longitudinal-tangential strain. According to the experimental analogue models, the root formed in the lithospheric-mantle beneath the core of oroclinal was probably caused by lithospheric folding. This root became gravitationally unstable at around the Carboniferous-Permian boundary. At that time it could begin to develop a Rayleigh-Taylor instability ending with the detachment and sinking of the lithospheric-mantle in the asthenospheric-mantle in a process that could be lithospheric delamination, dripping or a mixture of both.

CAPÍTULO 8:
REFERENCIAS



8 Referencias

- Abati, J., Mohsine Aghzer, A.; Gerdes, A., Ennih, N., 2010, Detrital zircon ages of Neoproterozoic sequences of the Moroccan Anti-Atlas belt, v. 181, N° 1-4, p. 115–128.
- Abdelsalam, M.G., Liégeois, J.-P., y Stern, R.J., 2002, The Saharan Metacraton: Journal of African Earth Sciences, v. 34, N° 3–4, p. 119–136, doi: 10.1016/S0899-5362(02)00013-1.
- Aerden, D.G.A.M., 1995, Porphyroblast non-rotation during crustal extension in the Variscan Lys-Caillaouas Massif, Pyrenees: Journal of Structural Geology, v. 17, N° 5, p. 709–725, doi: 10.1016/0191-8141(94)00090-M.
- Aerden, D., 2004, Correlating deformation in Variscan NW-Iberia using porphyroblasts; implications for the Ibero-Armorican Arc: Journal of Structural Geology, v. 26, N° 1, p. 177–196.
- Alcock, J.E., Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., y Montes, A.D., 2009, Use of thermal modeling to assess the tectono-metamorphic history of the Lugo and Sanabria gneiss domes, Northwest Iberia: Bulletin de la Societe Geologique de France, v. 180, N° 3, p. 179–197.
- Aller, J., y Bastida, F., 1993, Anatomy of the Mondoñedo-Nappe basal shear zone (NW Spain): Journal of Structural Geology, v. 15, N° 12, p. 1405–&.
- Aller, J., y Gallastegui, J., 1995, Analysis of kilometric-scale superposed folding in the Central Coal Basin (Cantabrian zone, NW Spain): Journal of Structural Geology, v. 17, N° 7, p. 961–969, doi: 10.1016/0191-8141(94)00115-G.
- Allmendinger, R.W., Smalley, R., Bevis, M., Caprio, H., y Brooks, B., 2005, Bending the Bolivian orocline in real time: Geology, v. 33, N° 11, p. 905–908.
- Alonso, J.L., 1987, Sequences of thrusts and displacement transfer in the superposed duplexes of the Esla Nappe region (Cantabrian Zone, NW SPain): Journal of Structural Geology, v. 9, N° 8, p. 969–983.
- Alonso, J.L., 1989, Fold reactivation involving angular unconformable sequences-Theoretical-analysis and natural examples from the Cantabrian Zone (Northwest Spain): Tectonophysics, v. 170, N° 1-2, p. 57–77.
- Alonso, J.L., Pulgar, J.A., García-Ramos, J.C., y Barba, P., 1996, Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain), *en* Tertiary Basins of Spain, World and Regional Geology, Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Alonso, J.L., Marcos, A., y Suárez, A., 2006, Structure and organization of the Porma Melange: Progressive denudation of a submarine nappe toe by gravitational collapse: American Journal of Science, v. 306, N° 1, p. 32–65.
- Alonso, J.L., Marcos, A., y Suárez, A., 2009, Paleogeographic inversion resulting from large out of sequence breaching thrusts: The Leon Fault (Cantabrian Zone, NW Iberia). A new picture of the external Variscan Thrust Belt in the Ibero-Armorican Arc: Geologica Acta, v. 7, N° 4, p. 451–473.
- Álvarez-Marrón, J., y Pérez-Estaún, A., 1988, Thin skinned tectonics in the Ponga region (Cantabrian Zone, NW Spain): Geologische Rundschau, v. 77, N° 2, p. 539–550, doi: 10.1007/BF01832397.
- Álvarez-Marrón, J., Pérez-Estaún, A., Danobeitia, J.J., Pulgar, J.A., Martínez-Catalán, J.R., Marcos, A., Bastida, F., Arribas, P.A., Aller, J., Gallart, A., Gonzalez-Lodeiro, F., Banda, E., Comas, M.C., y Cordoba, D., 1996, Seismic structure of the northern continental margin of Spain

- from ESCIN deep seismic profiles: *Tectonophysics*, v. 264, N° 1-4, p. 153–174.
- Álvarez-Marrón, J., 1995, Three-dimensional geometry and interference of fault-bend folds: examples from the Ponga Unit, Variscan Belt, NW Spain: *Journal of Structural Geology*, v. 17, N° 4, p. 549–560, doi: 10.1016/0191-8141(94)00075-B.
- Álvaro, M., Capote, R., y Vegas, R., 1979, Un modelo de evolución geotectónica para la cadena celtibérica: *Acta Geologica Hispanica*, v. 14, p. 172–177.
- Alves, L., Heibron, M., Gaspar, D., y Almeida, J., in press, Contribuição dos métodos potenciais para os estudos geotectónicos da Margem Continental Ibérica Ocidental: *Boletim de Ciencias da Petrobras*.
- Anderson, E.M., 1951, *The Dynamics of Faulting and Dyke Formation With Applications to Britain*: Oliver & Boyd.
- Andeweg, B., 2002, Cenozoic tectonic evolution of the Iberian Peninsula: causes and effects of changing stress fields.: Amsterdam.
- Aramburu, C., y García-Ramos, J.C., 1993, La sedimentación cambro-ordovícica en la Zona Cantábrica (NO de España): *Trabajos de Geología*, v. 19, p. 45–73.
- Aramburu, C., Méndez-Bedia, I., y Arbizu, M., 2002, The Lower Palaeozoic in the Cantabrian Zone (Cantabrian Mountains, NW Spain)., en García-López, S. y Bastida, F. eds., *Paleozoic Conodonts from Northern Spain*, Cuadernos del Museo Geominero 1, p. 35–49.
- Arenas, R., 1988, Evolución petrológica y geoquímica de la unidad alóctona inferior del complejo metamórfico básico-ultrabásico de Cabo Ortegal (unidad de Moeche):.
- Arenas, R., y Martínez-Catalán, J.R., 2003, Low-P metamorphism following a Barrovian-type evolution. Complex tectonic controls for a common transition, as deduced in the Mondonedo thrust sheet (NW Iberian-Massif): *Tectonophysics*, v. 365, N° 1-4, p. 143–164.
- Arenas, R., Martínez-Catalán, J.R., Sánchez-Martínez, S., Fernández-Suárez, J., Andonaegui, P., Pearce, J.A., y Corfu, F., 2007, The Vila de Cruces ophiolite: A remnant of the early Rheic Ocean in the Variscan suture of Galicia (northwest Iberian Massif): *Journal of Geology*, v. 115, N° 2, p. 129–148.
- Arnold, J., Jacoby, W.R., Schmeling, H., y Schott, B., 2001, Continental collision and the dynamic and thermal evolution of the Variscan orogenic crustal root -- numerical models: *Journal of Geodynamics*, v. 31, N° 3, p. 273–291, doi: 10.1016/S0264-3707(00)00023-5.
- Artemieva, I.M., Thybo, H., y Kaban, M.K., 2006, Deep Europe Today: Geophysical Synthesis of the Upper Mantle Structure and Lithospheric Processes Over 3.5 Ga: *Geological Society, London, Memoirs*, v. 32, N° 1, p. 11–41, doi: 10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.02.
- Arthaud, F., y Matte, P., 1977, Late paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa - result of a right-lateral shear zone between Appalachians and Urals: *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, N° 9, p. 1305–1320.
- Aubourg, C., Smith, B., Bakhtari, H., Guya, N., Eshragi, A., Lallemand, S., Molinaro, M., Braud, X., y Delaunay, S., 2004, Post-Miocene Shortening Pictured by Magnetic Fabric Across the Zagros-Makran Syntaxis (Iran): *Geological Society of America Special Papers*, v. 383, p. 17–40, doi: 10.1130/0-8137-2383-3(2004)383[17:PSPBMF]2.0.CO;2.
- Autin, J., Bellahsen, N., Husson, L., Beslier, M.-O., y d'Acromont, S.L. and E., 2010, Analog models of oblique rifting in a cold lithosphere: *Tectonics*, v. 29, p. 23 PP., doi: 2010 10.1029/2010TC002671.
- Avigad, D., Gerdes, A., Morag, N., y Bechstädt, T., 2012, Coupled U–Pb–Hf of detrital zircons of Cambrian sandstones from Morocco and Sardinia: Implications for provenance and Precambrian crustal evolution of North Africa: *Gondwana Research*, v. 21, N° 2-3, p. 690–703, doi: 10.1016/j.gr.2011.06.005.
- Ayarza, P., Martínez-Catalán, J.R., Gallart, J., Pulgar, J.A., y Danobeitia, J.J., 1998, Estudio Sismico de la Corteza Iberica Norte 3.3: A seismic image of the Variscan crust in the hinterland of the NW Iberian Massif: *Tectonics*, v. 17, N° 2, p. 171.

- Ayarza, P., Brown, D., Álvarez-Marrón, J., y Juhlin, C., 2000, Contrasting tectonic history of the arc-continent suture in the Southern and Middle Urals: implications for the evolution of the orogen: *Journal of the Geological Society*, v. 157, p. 1065–1076.
- Bai, T., Maerten, L., Gross, M.R., y Aydin, A., 2002, Orthogonal cross joints: do they imply a regional stress rotation?: *Journal of Structural Geology*, v. 24, N° 1, p. 77–88, doi: 10.1016/S0191-8141(01)00050-5.
- Barba, P., y Colmenero, J.R., 1994, Estratigrafía y sedimentología de la sucesión Westfaliense del borde sureste de la Cuenca Carbonífera Central (zona cantábrica, N de España): *Studia geologica salmanticensis*, , N° 30, p. 139–204.
- Bartholomew, M.J., y Whitaker, A.E., 2010, The Alleghanian Deformational Sequence at the Foreland Junction of the Central and Southern Appalachians: *Geological Society of America Memoirs*, v. 206, p. 431–454, doi: 10.1130/2010.1206(19).
- Bastida, F., Pérez-Estaún, A., Pulgar, J.A., y Marcos, A., 1984, Geometría y evolución estructural del Manto de Somiedo (Zona Cantábrica, NO de España): *Boletín Geológico y Minero*, v. 95, N° 6, p. 3–25.
- Bastida, F., Martínez-Catalán, J., y Pulgar, J., 1986, Structural, metamorphic and magmatic history of the Mondoñedo nappe (Hercynian belt, NW Spain): *Journal of Structural Geology*, v. 8, N° 3–4, p. 415–430, doi: 10.1016/0191-8141(86)90060-X.
- Bastida, F., y Castro, S., 1988, Estructura del sector septentrional de la escama de Tameza (Zona Cantábrica, Nw de España): *Trabajos de Geología*, v. 17, p. 67–85.
- Bastida, F., y Gutiérrez-Alonso, G., 1989, Síntesis cartográfica de las unidades occidentales de la Zona Cantábrica: *Trabajos de Geología*, v. 18, p. 117–125.
- Bastida, F., 2004, Zona Cantábrica, *en* Vera, J.A. ed., *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, p. 25–49.
- Bastida, F., Blanco-Ferrera, S., García-Lopez, S., Sanz-Lopez, J., y Valin, M.L., 2004, Transition from diagenesis to metamorphism in a calcareous tectonic unit of the Iberian Variscan belt (central massif of the Picos de Europa, NW Spain): *Geological Magazine*, v. 141, N° 5, p. 617–628.
- Bazhenov, M.L., Levashova, N.M., Degtyarev, K.E., van der Voo, R., Abrajevitch, A.V., y McCausland, P.J.A., 2012, Unraveling the early-middle Paleozoic paleogeography of Kazakhstan on the basis of Ordovician and Devonian paleomagnetic results: *Gondwana Research*, , N° 0, doi: 10.1016/j.gr.2012.02.023.
- Bea, F., Montero, P., Talavera, C., Abu Anbar, M., Scarrow, J.H., Molina, J.F., y Moreno, J.A., 2010, The palaeogeographic position of Central Iberia in Gondwana during the Ordovician: evidence from zircon chronology and Nd isotopes: *Terra Nova*, v. 22, N° 5, p. 341–346, doi: 10.1111/j.1365-3121.2010.00957.x.
- Becker, A., 2000, The Jura Mountains – an active foreland fold-and-thrust belt?: *Tectonophysics*, v. 321, N° 4, p. 381–406, doi: 10.1016/S0040-1951(00)00089-5.
- Be'eri-Shlevin, Y., Katzir, Y., Whitehouse, M.J., y Kleinhanns, I.C., 2009, Contribution of pre Pan-African crust to formation of the Arabian Nubian Shield: New secondary ionization mass spectrometry U-Pb and O studies of zircon: *Geology*, v. 37, N° 10, p. 899–902, doi: 10.1130/G30206A.1.
- Bird, P., 1979, Continental delamination and the Colorado Plateau: *Journal of Geophysical Research*, v. 84, N° B13, p. 7561–7571.
- Bradley, D.C., 2011, Secular trends in the geologic record and the supercontinent cycle: *Earth-Science Reviews*, v. 108, N° 1–2, p. 16–33, doi: 10.1016/j.earscirev.2011.05.003.
- Braid, J.A., Murphy, J.B., Quesada, C., y Mortensen, J., 2011, Tectonic Escape of a Crustal Fragment During the Closure of the Rheic Ocean: U–Pb Detrital Zircon Data from the Late Palaeozoic Pulo Do Lobo and South Portuguese Zones, Southern Iberia: *Journal of the Geological Society*, v. 168, N° 2, p. 383–392, doi: 10.1144/0016-76492010-104.
- Brime, C., García-Lopez, S., Bastida, F., Valin, M.L., Sanz-Lopez, J., y Aller, J., 2001, Transition from diagenesis to metamorphism near the front of the Variscan regional metamorphism (Cantabrian Zone,

- northwestern Spain): *Journal of Geology*, v. 109, N° 3, p. 363–379. doi: 10.1126/science.274.5285.222.
- Brown, D., Álvarez-Marrón, J., Pérez-Estaún, A., Gorozhanina, Y., y Puchkov, V., 2004, The structure of the south Urals foreland fold and thrust belt at the transition to the Precaspian Basin: *Journal of the Geological Society*, v. 161, p. 813–822.
- Brun, J.P., y Burg, J.P., 1982, Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican Arc - A corner effect during continental collision: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 61, N° 2, p. 319–332.
- Burg, J.P., Iglesias, M., Laurent, P., Matte, P., y Ribeiro, A., 1981, Variscan intracontinental deformation - The Coimbra-Córdoba shear zone (SW Iberian Peninsula): *Tectonophysics*, v. 78, N° 1-4, p. 161–177.
- Burg, J.-P., y Podladchikov, Y., 2000, From buckling to asymmetric folding of the continental lithosphere: numerical modelling and application to the Himalayan syntaxes: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 170, N° 1, p. 219–236, doi: 10.1144/GSL.SP.2000.170.01.12.
- Calais, E., Galisson, L., Stéphan, J.-F., Delteil, J., Deverchère, J., Larroque, C., Mercier de Lépinay, B., Popoff, M., y Sosson, M., 2000, Crustal strain in the Southern Alps, France, 1948–1998: *Tectonophysics*, v. 319, N° 1, p. 1–17, doi: 10.1016/S0040-1951(00)00029-9.
- Capitanio, F.A., Faccenna, C., Zlotnik, S., y Stegman, D.R., 2011, Subduction dynamics and the origin of Andean orogeny and the Bolivian orocline: *Nature*, v. 480, N° 7375, p. 83–86, doi: 10.1038/nature10596.
- Caputo, R., 1995, Evolution of orthogonal sets of coeval extension joints: *Terra Nova*, v. 7, N° 5, p. 479–490.
- Caputo, R., 2010, Why joints are more abundant than faults. A conceptual model to estimate their ratio in layered carbonate rocks: *Journal of Structural Geology*, v. 32, N° 9, p. 1257–1270, doi: 10.1016/j.jsg.2009.05.011.
- Carbonell, R., Pérez-Estaún, A., Gallart, J., Díaz, J., Kashubin, S., Mechie, J., Stadlander, R., Schulze, A., Knapp, J.H., y Morozov, A., 1996, Crustal Root Beneath the Urals: Wide-Angle Seismic Evidence: *Science*, v. 274, N° 5285, p. 222–224, doi: 10.1126/science.274.5285.222.
- Carbonell, R., Gallart, J., Pérez-Estaún, A., Díaz, J., Kashubin, S., Mechie, J., Wenzel, F., y Knapp, J., 2000, Seismic wide-angle constraints on the crust of the southern Urals: *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, v. 105, N° B6, p. 13755–13777.
- Carbonell, R., Gallart, J., y Pérez-Estaún, A., 2002, Modelling and imaging the Moho transition: the case of the southern Urals: *Geophysical Journal International*, v. 149, N° 1, p. 134–148.
- Carter, N.L., y Tsenn, M.C., 1987, Flow properties of continental lithosphere: *Tectonophysics*, v. 136, N° 1-2, p. 27–63, doi: 10.1016/0040-1951(87)90333-7.
- Castro, A., y Gerya, T.V., 2008, Magmatic implications of mantle wedge plumes: Experimental study: *Lithos*, v. 103, N° 1-2, p. 138–148, doi: 10.1016/j.lithos.2007.09.012.
- Castro, A., García-Casco, A., Fernández, C., Corretgé, L.G., Moreno-Ventas, I., Gerya, T., y Löw, I., 2009, Ordovician ferrosilicic magmas: Experimental evidence for ultrahigh temperatures affecting a metagreywacke source: *Gondwana Research*, v. 16, N° 3–4, p. 622–632, doi: 10.1016/j.gr.2008.12.011.
- Castro, A., Gerya, T., García-Casco, A., Fernández, C., Díaz-Alvarado, J., Moreno-Ventas, I., y Löw, I., 2010, Melting Relations of MORB–Sediment Mélanges in Underplated Mantle Wedge Plumes; Implications for the Origin of Cordilleran-Type Batholiths: *Journal of Petrology*, v. 51, N° 6, p. 1267–1295, doi: 10.1093/petrology/egq019.
- Cawood, P.A., Pisarevsky, S.A., y Leitch, E.C., 2011, Unraveling the New England orocline, east Gondwana accretionary margin: *Tectonics*, v. 30, p. 15 PP., doi: 10.1029/2011TC002864.
- Chalot-Prat, F., y Girbacea, R., 2000, Partial delamination of continental mantle lithosphere, uplift-related crust–mantle decoupling, volcanism and basin formation: a new model for the Pliocene–Quaternary evolution of the southern East-Carpathians, Romania: *Tectonophysics*, v. 327, N° 1–2, p. 83–107, doi: 10.1016/S0040-1951(00)00155-4.

- Cifelli, F., Mattei, M., y Della Seta, M., 2008, Calabrian Arc oroclinal bending: The role of subduction - art. N° TC5001: *Tectonics*, v. 27, N° 5, p. C5001–C5001.
- Clark, M.K., Farley, K.A., Zheng, D., Wang, Z., y Duvall, A.R., 2010, Early Cenozoic faulting of the northern Tibetan Plateau margin from apatite (U–Th)/He ages: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 296, N° 1–2, p. 78–88, doi: 10.1016/j.epsl.2010.04.051.
- Cloetingh, S., Burov, E., y Poliakov, A., 1999, Lithosphere folding: Primary response to compression? (from central Asia to Paris basin): *Tectonics*, v. 18, N° 6, p. PP. 1064–1083, doi: 199910.1029/1999TC900040.
- Cloetingh, S., Burov, E., Beekman, F., Andeweg, B., Andriessen, P.A.M., García-Castellanos, D., de Vicente, G., y Vegas, R., 2002, Lithospheric folding in Iberia: *Tectonics*, v. 21, N° 5, p. 26.
- Cobbold, P.R., y Jackson, M.P.A., 1992, Gum rosin (colophony): A suitable material for thermomechanical modelling of the lithosphere: *Tectonophysics*, v. 210, N° 3-4, p. 255–271, doi: 10.1016/0040-1951(92)90325-Z.
- Colletta, B., Letouzey, J., Pinedo, R., Ballard, J.F., y Bale, P., 1991, Computerized X-ray tomography analysis of sandbox models: Examples of thin-skinned thrust systems: *Geology*, v. 19, N° 11, p. 1063–1067, doi: 10.1130/0091-7613(1991)019<1063:CXRTAO>2.3.CO;2.
- Colmenero, J.R., y Prado, J.G., 1993, Coal Basins in the Cantabrian Mountains, Northwestern Spain: *International Journal of Coal Geology*, v. 23, N° 1-4, p. 215–229.
- Colmenero, J., Suárezruiz, I., FernándezSuárez, J., Barba, P., y Llorens, T., 2008, Genesis and rank distribution of Upper Carboniferous coal basins in the Cantabrian Mountains, Northern Spain: *International Journal of Coal Geology*, v. 76, N° 3, p. 187–204, doi: 10.1016/j.coal.2008.08.004.
- Condie, K.C., y Aster, R.C., 2010, Episodic zircon age spectra of orogenic granitoids: The supercontinent connection and continental growth: *Precambrian Research*, v. 180, N° 3–4, p. 227–236, doi: 10.1016/j.precamres.2010.03.008.
- Copley, A., Avouac, J.-P., y Wernicke, B.P., 2011, Evidence for mechanical coupling and strong Indian lower crust beneath southern Tibet: *Nature*, v. 472, N° 7341, p. 79–81, doi: 10.1038/nature09926.
- Corrales, I., 1971, La sedimentación durante el Estefaniense B-C en Cangas de Narcea, Rengos y Villablino (NW de España): *Trabajos de Geología*, v. 3, p. 69–75.
- Crespo-Blanc, A., 2008, Recess drawn by the internal zone outer boundary and oblique structures in the paleomargin-derived units (Subbetic Domain, central Betics): An analogue modelling approach: *Journal of Structural Geology*, v. 30, N° 1, p. 65–80, doi: 10.1016/j.jsg.2007.09.009.
- Cruden, D.M., y Charlesworth, H.A.K., 1972, Observations on the Numerical Determination of Axes of Cylindrical and Conical Folds: *Geological Society of America Bulletin*, v. 83, N° 7, p. 2019, doi: 10.1130/0016-7606(1972)83[2019:OOTNDO]2.0.CO;2.
- Cummins, W.A., 1966, Conical Folding and Sedimentary Lineations: *Geological Magazine*, v. 103, N° 03, p. 197–203, doi: 10.1017/S0016756800052778.
- Dahlstrom, C.D., 1969, Balanced cross sections: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 6, p. 743–57.
- Dallmeyer, R.D., Catalán, J.R.M., Arenas, R., Ibarra, J.I.G., Alonso, G.G., Farias, P., Bastida, F., y Aller, J., 1997, Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: Evidence from Ar-40/Ar-39 dating of regional fabrics: *Tectonophysics*, v. 277, N° 4, p. 307–337.
- Davy, P., y Cobbold, P., 1988, Indentation tectonics in nature and experiment: *Bulletin of the Geological Institute of Uppsala*, v. 14, p. 129–141.
- Davy, P., y Cobbold, P.R., 1991, Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere: *Tectonophysics*, v. 188, N° 1-2, p. 1–25, doi: 10.1016/0040-1951(91)90311-F.
- Dias, R., y Ribeiro, A., 1995, The Ibero-Armorican arc - A collision effect against an irregular continent: *Tectonophysics*, v. 246, N° 1-3, p.

- 113–128.
- Dietl, C., y Koyi, H., 2011, Sheets within diapirs - Results of a centrifuge experiment: *Journal of Structural Geology*, v. 33, N° 1, p. 32–37, doi: 10.1016/j.jsg.2010.10.010.
- Dietz, R.S., y Holden, J.C., 1970, Reconstruction of Pangaea: Breakup and Dispersion of Continents, Permian to Present: *Journal of Geophysical Research*, v. 75, N° 26, p. PP. 4939–4956, doi: 10.1029/JB075i026p04939.
- Díez-Balda, M.A., Martínez-Catalán, J.R., y Arribas, P.A., 1995, Syn-collisional extensional collapse parallel to the orogenic trend in a domain of steep tectonics: the Salamanca Detachment Zone (Central Iberian Zone, Spain): *Journal of Structural Geology*, v. 17, N° 2, p. 163–182, doi: 10.1016/0191-8141(94)E0042-W.
- Díez-Fernández, R., Catalán, J.R.M., Gerdes, A., Abati, J., Arenas, R., y Fernández-Suárez, J., 2010, U–Pb ages of detrital zircons from the Basal allochthonous units of NW Iberia: Provenance and paleoposition on the northern margin of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic: *Gondwana Research*, v. 18, N° 2–3, p. 385–399, doi: 10.1016/j.gr.2009.12.006.
- Díez-Fernández, R., Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., y Abati, J., 2012, The onset of the assembly of Pangaea in NW Iberia: Constraints on the kinematics of continental subduction: *Gondwana Research*, doi: 10.1016/j.gr.2011.08.004.
- Díez-Montes, A., 2006, La Geología del Dominio “Ollo de Sapo” en las comarcas de Sanabria y Terra do Bolo [PhD Thesis]: Salamanca.
- Díez-Montes, A., Martínez-Catalán, J.R., y Bellido-Mulas, F., 2010, Role of the Ollo de Sapo massive felsic volcanism of NW Iberia in the Early Ordovician dynamics of northern Gondwana: *Gondwana Research*, v. 17, N° 2–3, p. 363–376, doi: 10.1016/j.gr.2009.09.001.
- Dixon, J.M., y Summers, J.M., 1985, Recent developments in centrifuge modelling of tectonic processes: equipment, model construction techniques and rheology of model materials: *Journal of Structural Geology*, v. 7, N° 1, p. 83–102, doi: 10.1016/0191-8141(85)90117-8.
- Domeier, M., Voo, R.V. der, Tohver, E., Tomezzoli, R.N., Vizan, H., Torsvik, T.H., y Kirshner, J., 2011, New Late Permian paleomagnetic data from Argentina: Refinement of the apparent polar wander path of Gondwana: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 12, p. 21 PP., doi: 10.1029/2011GC003616.
- Domeier, M., van der Voo, R., y Torsvik, T.H., 2012, Paleomagnetism and Pangea: The road to reconciliation: *Tectonophysics*, v. 514–517, N° 0, p. 14–43, doi: 10.1016/j.tecto.2011.10.021.
- Dominguez, A.R., van der Voo, R., Torsvik, T.H., Hendriks, B.W.H., Abrajevitch, A., Domeier, M., Larsen, B.T., y Rousse, S., 2011, The ~270 Ma palaeolatitude of Baltica and its significance for Pangea models: *Geophysical Journal International*, v. 186, N° 2, p. 529–550.
- Ducea, M., y Saleeby, J., 1998, A case for delamination of the deep batholithic crust beneath the Sierra Nevada, California: *Integrated Earth and Environmental Evolution of the Southwestern United States*, p. 273–288.
- Ducea, M.N., 2011, Fingerprinting orogenic delamination: *Geology*, v. 39, N° 2, p. 191–192, doi: 10.1130/focus022011.1.
- Dunne, W.M., y North, C.P., 1990, Orthogonal fracture systems at the limits of thrusting: an example from southwestern Wales: *Journal of Structural Geology*, v. 12, N° 2, p. 207–215, doi: 10.1016/0191-8141(90)90005-J.
- Dupont-Nivet, G., Vasiliev, I., Langereis, C.G., Krijgsman, W., y Panaiotu, C., 2005, Neogene tectonic evolution of the southern and eastern Carpathians constrained by paleomagnetism: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 236, N° 1–2, p. 374–387, doi: 10.1016/j.epsl.2005.04.030.
- Eaton, D.W., Darbyshire, F., Evans, R.L., Grütter, H., Jones, A.G., y Yuan, X., 2009, The elusive lithosphere-asthenosphere boundary (LAB) beneath cratons: *Lithos*, v. 109, N° 1–2, p. 1–22, doi: 10.1016/j.lithos.2008.05.009.
- Eldredge, S., Bachtadse, V., y van der Voo, R., 1985, Paleomagnetism and the orocline hypothesis: *Tectonophysics*, v. 119, N° 1–4, p. 153–179, doi: 10.1016/0040-1951(85)90037-

- X.
- Engelder, T., y Geiser, P., 1980, On the use of regional joint sets as trajectories of paleostress fields during the development of the Appalachian plateau, New York: *Journal of Geophysical Research*, v. 85, p. 6319–6341.
- Engelder, T., y Gross, M.R., 1993, Curving cross joints and the lithospheric stress field in eastern North America: *Geology*, v. 21, N° 9, p. 817–820.
- Evans, D.A.D., 2009, The Palaeomagnetically Viable, Long-Lived and All-Inclusive Rodinia Supercontinent Reconstruction: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 327, N° 1, p. 371–404, doi: 10.1144/SP327.16.
- Evans, D.A.D., y Mitchell, R.N., 2011, Assembly and Breakup of the Core of Paleoproterozoic–Mesoproterozoic Supercontinent Nuna: *Geology*, v. 39, N° 5, p. 443–446, doi: 10.1130/G31654.1.
- Eyal, Y., Gross, M.R., Engelder, T., y Becker, A., 2001, Joint development during fluctuation of the regional stress field in southern Israel: *Journal of Structural Geology*, v. 23, N° 2-3, p. 279–296, doi: 10.1016/S0191-8141(00)00096-1.
- Fernández, L.P., 1993, La Formación San Emiliano (Carbonífero de la Zona Cantábrica, NO de España): Estratigrafía y extensión lateral. Algunas implicaciones paleogeográficas: *Trabajos de Geología*, v. 19, p. 97–122.
- Fernández, C., Becchio, R., Castro, A., Viramonte, J.M., Moreno-Ventas, I., y Corretgé, L.G., 2008, Massive generation of atypical ferrosilicic magmas along the Gondwana active margin: Implications for cold plumes and back-arc magma generation: *Gondwana Research*, v. 14, N° 3, p. 451–473, doi: 10.1016/j.gr.2008.04.001.
- Fernández-Lozano, J., Sokoutis, D., Willingshofer, E., Cloetingh, S., y Vicente, G.D., 2011, Cenozoic deformation of Iberia: A model for intraplate mountain building and basin development based on analogue modeling: *Tectonics*, v. 30, p. 26 PP., doi: 201110.1029/2010TC002719.
- Fernández-Suárez, J., 1994, Petrología de los granitos peraluminicos y metamorfismo de la banda Boal-Los Ancares.: Universidad de.
- Fernández-Suárez, J., Gutiérrez-Alonso, G., Jenner, G.A., y Jackson, S.E., 1998, Geochronology and geochemistry of the Pola de Allande granitoids (northern Spain): their bearing on the Cadomian-Avalonian evolution of northwest Iberia: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 35, N° 12, p. 1439–1453.
- Fernández-Suárez, J., Gutiérrez-Alonso, G., Jenner, G.A., y Tubrett, M.N., 1999, Crustal sources in Lower Palaeozoic rocks from NW Iberia: insights from laser ablation U-Pb ages of detrital zircons: *Journal of the Geological Society*, v. 156, p. 1065–1068.
- Fernández-Suárez, J., Gutiérrez-Alonso, G., Jenner, G.A., y Tubrett, M.N., 2000a, New ideas on the Proterozoic-Early Palaeozoic evolution of NW Iberia: insights from U-Pb detrital zircon ages: *Precambrian Research*, v. 102, N° 3-4, p. 185–206.
- Fernández-Suárez, J., Dunning, G.R., Jenner, G.A., y Gutiérrez-Alonso, G., 2000b, Variscan collisional magmatism and deformation in NW Iberia: constraints from U-Pb geochronology of granitoids: *Journal of the Geological Society*, v. 157, p. 565–576.
- Fernández-Suárez, J., Alonso, G.G., Cox, R., y Jenner, G.A., 2002, Assembly of the Armorica microplate: A strike-slip terrane delivery? Evidence from U-Pb ages of detrital zircons: *Journal of Geology*, v. 110, N° 5, p. 619–626.
- Fernández-Suárez, J., Arenas, R., Jeffries, T.E., Whitehouse, M.J., y Villaseca, C., 2006, A U-Pb study of zircons from a lower crustal granulite xenolith of the Spanish central system: A record of Iberian lithospheric evolution from the Neoproterozoic to the Triassic: *Journal of Geology*, v. 114, N° 4, p. 471–483.
- Fernández-Suárez, J., Gutiérrez-Alonso, G., Johnston, S.T., Jeffries, T.E., Pastor-Galán, D., Jenner, G.A., y Murphy, J.B., 2011, Iberian late-Variscan granitoids: Some considerations on crustal sources and the significance of «mantle extraction ages»: *Lithos*, v. 123, N° 1-4, p. 121–132, doi: 10.1016/j.lithos.2010.09.010.
- Fillerup, M.A., Knapp, J.H., Knapp, C.C., y Raileanu, V., 2010, Mantle earthquakes in the absence of subduction? Continental delamination in the Romanian Carpathians: *Lithosphere*, v. 2, N° 5, p. 333–340, doi: 10.1130/L102.1.

- Fischer, M.P., y Jackson, P.B., 1999, Stratigraphic controls on deformation patterns in fault-related folds: a detachment fold example from the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico: *Journal of Structural Geology*, v. 21, N° 6, p. 613–633, doi: Review.
- Fisher, N.I., Lewis, T., y Embleton, B.J.J., 1987, *Statistical Analysis of Spherical Data*: Cambridge University Press.
- Foulger, G.R., 2010, *Plates vs Plumes: A Geological Controversy*: Wiley-Blackwell.
- Franke, W., 1989, Variscan plate tectonics in Central Europe—current ideas and open questions: *Tectonophysics*, v. 169, N° 4, p. 221–228, doi: 10.1016/0040-1951(89)90088-7.
- Franke, W., 2000, The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution: *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt*, N° 179, p. 35–61.
- Franke, W., 2006, *The Variscan Orogen in Central Europe: Construction and Collapse*: Geological Society, London, *Memoirs*, v. 32, N° 1, p. 333–343, doi: 10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.20.
- Freed, A.M., Bürgmann, R., Calais, E., y Freymueller, J., 2006, Stress-dependent power-law flow in the upper mantle following the 2002 Denali, Alaska, earthquake: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 252, N° 3-4, p. 481–489, doi: 10.1016/j.epsl.2006.10.011.
- Frehner, M., 2011, The neutral lines in buckle folds: *Journal of Structural Geology*, v. 33, N° 10, p. 1501–1508, doi: 10.1016/j.jsg.2011.07.005.
- Frei, D., y Gerdes, A., 2009, Precise and accurate in situ U–Pb dating of zircon with high sample throughput by automated LA-SF-ICP-MS: *Chemical Geology*, v. 261, N° 3–4, p. 261–270, doi: 10.1016/j.chemgeo.2008.07.025.
- García-López, S., Brime, C., Valín, M.L., Sanz-López, J., Bastida, F., Aller, J., y Blanco-Ferrera, S., 2007, Tectonothermal evolution of a foreland fold and thrust belt: the Cantabrian Zone (Iberian Variscan belt, NW Spain): *Terra Nova*, v. 19, N° 6, p. 469–475, doi: 10.1111/j.1365-3121.2007.00773.x.
- García-Mondéjar, J., Agirrezabala, L.M., Aranburu, A., Fernández-Mendiola, P.A., Gómez-Pérez, I., López-Horgue, M., Rosales, I., 1996, Aptian–Albian tectonic pattern of the Basque–Cantabrian Basin (Northern Spain): *Geological Journal*, v. 31, N° 1, p. 13–45, 45.
- García-Ramos, J.C., y Colmenero, J.R., 1981, Evolución sedimentaria y paleogeográfica durante el Devónico de la Cordillera Cantábrica: *Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, p. 61–76.
- García-Sansegundo, J., 1996, Hercynian structure of the Axial Zone of the Pyrenees: the Aran Valley cross-section (Spain-France): *Journal of Structural Geology*, v. 18, N° 11, p. 1315–1325, doi: 10.1016/S0191-8141(96)00050-8.
- Gasparri, M., Bakker, R.J., Bechstadt, T., y Boni, M., 2003, Hot dolomites in a Variscan foreland belt: hydrothermal flow in the Cantabrian Zone (NW Spain): *Journal of Geochemical Exploration*, v. 78-9, p. 501–507.
- Ghosh, S., Mandal, N., Khan, D., y Deb, S., 1992, Modes of superposed buckling in single layers controlled by initial tightness of early folds: *Journal of Structural Geology*, v. 14, p. 381–394, doi: 10.1016/0191-8141(92)90100-B.
- Ghosh, S., Mandal, N., Sengupta, S., Deb, S., y Khan, D., 1993, Superposed buckling in multilayers: *Journal of Structural Geology*, v. 15, p. 95–111, doi: 10.1016/0191-8141(93)90081-K.
- Gibbons, W., Moreno, T., y D., T.M. (Ph., 2002, *The geology of Spain*: Geological Society.
- Göğüş, O.H., y Pysklywec, R.N., 2008, Near-surface diagnostics of dripping or delaminating lithosphere: *Journal of Geophysical Research*, v. 113, p. 11 PP., doi: 200810.1029/2007JB005123.
- Gómez-Barreiro, J., Wijbrans, J.R., Castineiras, P., Martínez-Catalán, J.R.M., Arenas, R., Díaz-García, F., y Abati, J., 2006, Ar-40/Ar-39 laserprobe dating of mylonitic fabrics in a polyorogenic terrane of NW Iberia: *Journal of the Geological Society*, v. 163, p. 61–73.
- Gorczyk, W., Hobbs, B., y Gerya, T., 2012, Initiation of Rayleigh–Taylor instabilities in intracratonic settings: *Tectonophysics*, v. 514–517, N° 0, p. 146–155, doi:

- 10.1016/j.tecto.2011.10.016.
- Grasemann, B., Wiesmayr, G., Draganits, E., y Fusses, F., 2004, Classification of re-fold structures: *The Journal of geology*, v. 112, N° 1, p. 119–125.
- Graveleau, F., Malavieille, J., y Dominguez, S., 2012, Experimental modelling of orogenic wedges: A review: *Tectonophysics*, v. 538–540, N° 0, p. 1–66, doi: 10.1016/j.tecto.2012.01.027.
- Gray, N., Geiser, P., y Geiser, J., 1980, On the least-squares fit of small and great circles to spherically projected orientation data: *Mathematical Geology*, v. 12, N° 3, p. 173–184, doi: 10.1007/BF01091203.
- Gross, M.R., Fischer, M.P., Engelder, T., y Greenfield, R.J., 1995, Factors controlling joint spacing in interbedded sedimentary rocks: integrating numerical models with field observations from the Monterey Formation, USA: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 92, N° 1, p. 215–233, doi: 10.1144/GSL.1995.092.01.12.
- Grujic, D., 1993, The influence of initial fold geometry on type 1 and type 2 interference patterns: an experimental approach: *Journal of Structural Geology*, v. 15, N° 3-5, p. 293–307, doi: 10.1016/0191-8141(93)90127-V.
- Guillot, S., Garzanti, E., Baratoux, D., Marquer, D., Mahéo, G., y Sigoyer, J. de, 2003, Reconstructing the total shortening history of the NW Himalaya: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 4, p. 22 PP., doi: 10.1029/2002GC000484 [Citation].
- Gumiaux, C., Judenherc, S., Brun, J.-P., Gapais, D., Granet, M., y Poupinet, G., 2004, Restoration of Lithosphere-Scale Wrenching from Integrated Structural and Tomographic Data (Hercynian Belt of Western France): *Geology*, v. 32, N° 4, p. 333–336, doi: 10.1130/G20134.2.
- Gutiérrez-Alonso, G., 1992, El Antiforme del Narcea y su relación con los mantos occidentales de la Zona Cantábrica: Universidad de Oviedo.
- Gutiérrez-Alonso, G., 1996, Strain partitioning in the footwall of the Somiedo Nappe: Structural evolution of the Narcea Tectonic window, NW Spain: *Journal of Structural Geology*, v. 18, N° 10, p. 1217–1229.
- Gutiérrez-Alonso, G., y Nieto, F., 1996, White-mica «crystallinity», finite strain and cleavage development across a large Variscan structure, NW Spain: *Journal of the Geological Society*, v. 153, N° 2, p. 287–299, doi: 10.1144/gsjgs.153.2.0287.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Jeffries, T.E., Jenner, G.A., Tubrett, M.N., Cox, R., y Jackson, S.E., 2003, Terrane accretion and dispersal in the northern Gondwana margin. An Early Paleozoic analogue of a long-lived active margin: *Tectonophysics*, v. 365, N° 1-4, p. 221–232.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., y Weil, A.B., 2004, Orocline triggered lithospheric delamination, *en* Weil, A.B. y Sussman, A. eds., *Paleomagnetic and structural analysis of orogenic curvature*, Special Paper, Geological Society of America, Boulder, p. 121–131.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Carlos Gutiérrez-Marco, J., Corfu, F., Murphy, J.B., y Suárez, M., 2007, U-Pb depositional age for the upper Barrios Formation (Armorican Quartzite facies) in the Cantabrian zone of Iberia: Implications for stratigraphic correlation and paleogeography: *Geological Society of America Special Papers*, v. 423, p. 287–296, doi: 10.1130/2007.2423(13).
- Gutiérrez-Alonso, G., Murphy, J.B., Fernández-Suárez, J., y Hamilton, M.A., 2008a, Rifting along the northern Gondwana margin and the evolution of the Rheic Ocean: A Devonian age for the El Castillo volcanic rocks (Salamanca, Central Iberian Zone): *Tectonophysics*, v. 461, N° 1-4, p. 157–165.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Weil, A.B., Murphy, J.B., Nance, R.D., Corfu, F., y Johnston, S.T., 2008b, Self-subduction of the Pangaeon global plate: *Nature Geoscience*, v. 1, N° 8, p. 549–553.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Jeffries, T., Collins, A.S., Johnston, S.T., González-Clavijo, E., y Pastor-Galán, D., 2010, Delimitação mediante idades absolutas ($^{40}\text{Ar}^*$ - ^{39}Ar e U-Pb) do desenvolvimento oroclinal e da delaminação litosférica associada no Arco Ibero Armoricano: *Revista Electrónica de Ciências da Terra*, v. 23-4.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Jeffries,

- T.E., Johnston, S.T., Pastor-Galán, D., Murphy, J.B., Franco, M.P., y Gonzalo, J.C., 2011a, Diachronous post-orogenic magmatism within a developing orocline in Iberia, *European Variscides: Tectonics*, v. 30, p. 17 PP., doi: 201110.1029/2010TC002845.
- Gutiérrez-Alonso, G., Murphy, J.B., Fernández-Suárez, J., Weil, A.B., Franco, M.P., y Gonzalo, J.C., 2011b, Lithospheric delamination in the core of Pangea: Sm-Nd insights from the Iberian mantle: *Geology*, doi: 10.1130/G31468.1.
- Gvirtzman, Z., 2002, Partial Detachment of a Lithospheric Root Under the Southeast Carpathians: Toward a Better Definition of the Detachment Concept: *Geology*, v. 30, N° 1, p. 51–54, doi: 10.1130/0091-7613(2002)030<0051:PDOALR>2.0.CO;2.
- Hancock, P.L., 1985, Brittle microtectonics: principles and practice: *Journal of Structural Geology*, v. 7, N° 3-4, p. 437–457, doi: 10.1016/0191-8141(85)90048-3.
- Heredia, N., 1984, La estructura de la escama de Villar de Vildas (Manto de Somiedo, Zona Cantábrica): *Trabajos de Geología*, v. 14, p. 65–78.
- Heward, A.P., 1978, ALLUVIAL FAN AND LACUSTRINE SEDIMENTS FROM STEPHANIAN-A AND STEPHANIAN-B (LA MAGDALENA, CINERA-MATALLANA AND SABERO) COALFIELDS, NORTHERN SPAIN: *Sedimentology*, v. 25, N° 4, p. 451–488.
- Hindle, D., y Burkhard, M., 1999, Strain, displacement and rotation associated with the formation of curvature in fold belts; the example of the Jura arc: *Journal of Structural Geology*, v. 21, N° 8–9, p. 1089–1101, doi: 10.1016/S0191-8141(99)00021-8.
- Hindle, D., Besson, O., y Burkhard, M., 2000, A model of displacement and strain for arc-shaped mountain belts applied to the Jura arc: *Journal of Structural Geology*, v. 22, N° 9, p. 1285–1296, doi: 10.1016/S0191-8141(00)00038-9.
- Hirth, G., Teyssier, C., y Dunlap, J., 2001, An evaluation of quartzite flow laws based on comparisons between experimentally and naturally deformed rocks: *International Journal of Earth Sciences*, v. 90, N° 1, p. 77–87.
- Houseman, G.A., y Molnar, P., 1997, Gravitational (Rayleigh-Taylor) instability of a layer with non-linear viscosity and convective thinning of continental lithosphere: *Geophysical Journal International*, v. 128, N° 1, p. 125–150.
- Hubbert, M.K., 1937, Theory of scale models as applied to the study of geologic structures.: *Geological Society of America Bulletin*, v. 48, p. 1459–1519.
- Irving, E., 1977, Drift of the major continental blocks since the Devonian: *Nature*, v. 270, N° 5635, p. 304–309.
- Irving, E., 2004, The case for Pangea B, and the intra-Pangean megashear: *Geophys. Monogr.*, v. 145, p. 13–27.
- Isacks, B.L., 1988, UPLIFT OF THE CENTRAL ANDEAN PLATEAU AND BENDING OF THE BOLIVIAN OROCLINE: *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, v. 93, N° B4, p. 3211–3231.
- Ismail-Zadeh, A., Matenco, L., Radulian, M., Cloetingh, S., y Panza, G., 2012, Geodynamics and intermediate-depth seismicity in Vrancea (the south-eastern Carpathians): Current state-of-the art: *Tectonophysics*, v. 530–531, N° 0, p. 50–79, doi: 10.1016/j.tecto.2012.01.016.
- Johnson, K.M., Hilley, G.E., y Bürgmann, R., 2007, Influence of lithosphere viscosity structure on estimates of fault slip rate in the Mojave region of the San Andreas fault system: *Journal of Geophysical Research*, v. 112, p. 15 PP., doi: 200710.1029/2006JB004842.
- Johnston, S.T., 2001, The Great Alaskan Terrane Wreck: reconciliation of paleomagnetic and geological data in the northern Cordillera: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 193, N° 3-4, p. 259–272.
- Johnston, S.T., 2008, The Cordilleran Ribbon Continent of North America: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 36, N° 1, p. 495–530, doi: 10.1146/annurev.earth.36.031207.124331.
- Johnston, S.T., Monahan, A.M., Gutiérrez-Alonso, G.,

- y Weil, A.B., 2008, The significance of bent mountain belts: *Geo-Temas*, v. 10, p. 369–372.
- Johnston, S.T., y Mazzoli, S., 2009, The Calabrian Orocline: buckling of a previously more linear orogen: Geological Society, London, Special Publications, v. 327, N° 1, p. 113–125, doi: 10.1144/SP327.7.
- Johnston, S.T., y Gutiérrez-Alonso, G., 2010, The North American Cordillera and West European Variscides: Contrasting interpretations of similar mountain systems: *Gondwana Research*, v. 17, p. 516–525, doi: 10.1016/j.gr.2009.11.006.
- Jouanne, F., Hippolyte, J.C., Gamond, J.F., y Martinod, J., 2001, Current deformation of the Digne Nappe (southwestern Alps) from a comparison between triangulation and GPS data: *Geophysical Journal International*, v. 144, N° 2, p. 432–440, doi: 10.1046/j.1365-246x.2001.00338.x.
- Julivert, M., 1971, L'évolution structurale de l'Arc Asturien, *en Histoire structurale du Golfe de Gascogne (Collection Colloques et séminaires, 22)*, Paris.
- Julivert, M., y Arboleya, M.L., 1984, A Geometrical and kinematical approach to the nappe structure in an arcuate fold belt - The Cantabrian Nappes (Hercynian chain, NW Spain): *Journal of Structural Geology*, v. 6, N° 5, p. 499–&.
- Julivert, M., y Arboleya, M.L., 1986, A Real Balancing And Estimate Of A real Reduction In A Thin-Skinned Fold-And-Thrust Belt (Cantabrian Zone, Nw Spain) - Constraints On Its Emplacement Mechanism: *Journal of Structural Geology*, v. 8, N° 3-4, p. 407–414.
- Julivert, M., y Marcos, A., 1973, Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian Zone (Hercynian Cordillera, northwest Spain): *Am J Sci*, v. 273, N° 5, p. 353–375, doi: 10.2475/ajs.273.5.353.
- Karato, S., y Wu, P., 1993, Rheology of the Upper Mantle: A Synthesis: *Science*, v. 260, N° 5109, p. 771–778, doi: 10.1126/science.260.5109.771.
- Keep, M., 2000, Models of lithospheric-scale deformation during plate collision: effects of indenter shape and lithospheric thickness: *Tectonophysics*, v. 326, N° 3-4, p. 203–216, doi: 10.1016/S0040-1951(00)00123-2.
- Kelker, D., y Langenberg, C., 1982, A mathematical model for orientation data from macroscopic conical folds: *Mathematical Geology*, v. 14, N° 4, p. 289–307, doi: 10.1007/BF01032591.
- Keller, M., Bahlburg, H., y Reuther, C.D., 2008, The transition from passive to active margin sedimentation in the Cantabrian Mountains, Northern Spain: Devonian or Carboniferous?: *Tectonophysics*, v. 461, N° 1-4, p. 414–427.
- Keppie, D., Keppie, J.D., y Murphy, B., 2002, Saddle reef auriferous veins in a conical fold termination (Oldham anticline, Meguma terrane, Nova Scotia, Canada): reconciliation of structure and age data: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 39, p. 53–63.
- Kilias, S.P.; Pozo, M., Bustillo, M. Stamakis, M.G., Calvo, J.P., 2006, Origin of the Rubian carbonate-hosted magnesite deposit, Galicia, NW Spain: mineralogical, REE, fluid inclusion and isotope evidence: *Mineralium Deposita*, v. 41, N° 7, p. 713–733.
- de Kock, M.O., Evans, D.A.D., y Beukes, N.J., 2009, Validating the existence of Vaalbara in the Neoproterozoic: *Precambrian Research*, v. 174, N° 1-2, p. 145–154, doi: 10.1016/j.precamres.2009.07.002.
- Kollmeier, J.M., van der Pluijm, B.A., y van der Voo, R., 2000, Analysis of Variscan dynamics; early bending of the Cantabria-Asturias Arc, northern Spain: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 181, N° 1-2, p. 203–216.
- Koulakov, I., Zaharia, B., Enescu, B., Radulian, M., Popa, M., Parolai, S., y Zschau, J., 2010, Delamination or slab detachment beneath Vrancea? New arguments from local earthquake tomography: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 11, p. 24 PP., doi: 2010.1029/2009GC002811 [Citation].
- Koyi, H., 1997, ANALOGUE MODELLING: FROM A QUALITATIVE TO A QUANTITATIVE TECHNIQUE – A HISTORICAL OUTLINE: *Journal of Petroleum Geology*, v. 20, N° 2, p. 223–238.
- Leech, M.L., 2001, Arrested orogenic development: eclogitization, delamination, and tectonic

- collapse: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 185, N° 1-2, p. 149–159, doi: 10.1016/S0012-821X(00)00374-5.
- Lefort, J.-P., 1979, Iberian-Armorican arc and Hercynian orogeny in western Europe: *Geology*, v. 7, N° 8, p. 384–388, doi: 10.1130/0091-7613(1979)7<384:IAAHOI>2.0.CO;2.
- Leitch, E.C., 1975, Plate Tectonic Interpretation of the Paleozoic History of the New England Fold Belt: *Geological Society of America Bulletin*, v. 86, N° 1, p. 141–144.
- Linnemann, U., McNaughton, N.J., Romer, R.L., Gehmlich, M., Drost, K., y Tonk, C., 2004, West African provenance for Saxo-Thuringia (Bohemian Massif): Did Armorica ever leave pre-Pangean Gondwana? U/Pb-SHRIMP zircon evidence and the Nd-isotopic record: *International Journal of Earth Sciences*, v. 93, N° 5, p. 683–705.
- Linnemann, U., Pereira, F., Jeffries, T.E., Drost, K., y Gerdes, A., 2008, The Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: The diachrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U-Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs): *Tectonophysics*, v. 461, N° 1-4, p. 21–43.
- Linzer, H.-G., Frisch, W., Zweigel, P., Girbacea, R., Hann, H.-P., y Moser, F., 1998, Kinematic evolution of the Romanian Carpathians: *Tectonophysics*, v. 297, N° 1–4, p. 133–156, doi: 10.1016/S0040-1951(98)00166-8.
- Li, P., Rosenbaum, G., y Donchak, P.J.T., 2012, Structural evolution of the Texas Orocline, eastern Australia: *Gondwana Research*, v. 20, doi: 10.1016/j.gr.2011.09.009.
- Loizenbauer, J., Wallbrecher, E., Fritz, H., Neumayr, P., Khudeir, A., y Kloetzli, U., 2001, Structural geology, single zircon ages and fluid inclusion studies of the Meatiq metamorphic core complex: Implications for Neoproterozoic tectonics in the Eastern Desert of Egypt: *Precambrian Research*, v. 110, N° 1–4, p. 357–383, doi: 10.1016/S0301-9268(01)00176-0.
- Lonergan, L., y Johnson, C., 1998, Reconstructing orogenic exhumation histories using synorogenic detrital zircons and apatites: an example from the Betic Cordillera, SE Spain: *Basin Research*, v. 10, N° 3, p. 353–364, doi: 10.1046/j.1365-2117.1998.00071.x.
- Lotze, F., 1945, Zur gliederung der Variszischen der Iberischen Meseta.: *Geotektonische Forschungen*, v. 6, p. 78–92.
- Ludwig, K.R., 1998, On the Treatment of Concordant Uranium-Lead Ages: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 62, N° 4, p. 665–676, doi: 10.1016/S0016-7037(98)00059-3.
- Ludwig, K.R., 2001, Users manual for Isoplot/Ex: a geochronological toolkit for microsoft excel: Berkeley Geochronology Center Special Publication, v. 1a.
- Luth, S., Willingshofer, E., Sokoutis, D., y Cloetingh, S., 2010, Analogue modelling of continental collision: Influence of plate coupling on mantle lithosphere subduction, crustal deformation and surface topography: *Tectonophysics*, v. 484, N° 1-4, p. 87–102, doi: 10.1016/j.tecto.2009.08.043.
- Maffione, M., Speranza, F., y Faccenna, C., 2009, Bending of the Bolivian orocline and growth of the central Andean plateau: Paleomagnetic and structural constraints from the Eastern Cordillera (22–24°S, NW Argentina): *Tectonics*, v. 28, p. 23 PP., doi: 10.1029/2008TC002402.
- Malavieille, J., y Trullenque, G., 2009, Consequences of continental subduction on forearc basin and accretionary wedge deformation in SE Taiwan: Insights from analogue modeling: *Tectonophysics*, v. 466, N° 3–4, p. 377–394, doi: 10.1016/j.tecto.2007.11.016.
- Malavieille, J., 2010, Impact of erosion, sedimentation, and structural heritage on the structure and kinematics of orogenic wedges: Analog models and case studies: *GSA Today*, v. 20, p. 4–10, doi: 10.1130/GSATG48A.1.
- Mandal, N., Deb, S.K., y Khan, D., 1994, Evidence for a non-linear relationship between fracture spacing and layer thickness: *Journal of Structural Geology*, v. 16, N° 9, p. 1275–1281, doi: 10.1016/0191-8141(94)90069-8.
- Mandujano V., J.J., y Keppie M., J.D., 2006, Cylindrical And Conical Fold Geometries In The Cantarell Structure, Southern Gulf Of Mexico: Implications For Hydrocarbon Exploration: *Journal of Petroleum Geology*,

- v. 29, N° 3, p. 215–226, doi: 10.1111/j.1747-5457.2006.00215.x.
- Marcos, A., 1973, Las series del Paleozoico Inferior y la Estructura Herciniana del Occidente de Asturias (NW de España): Trabajos de Geología, v. 6, p. 3–113.
- Mardia, K.V., y Gadsden, R.J., 1977, A circle of best fit for spherical data and areas of volcanism: Applied Statistics, v. 26, p. 238–245.
- Marques, F.O., Mateus, A., y Tassinari, C., 2002, The Late-Variscan fault network in central-northern Portugal (NW Iberia): a re-evaluation: Tectonophysics, v. 359, N° 3-4, p. 255–270.
- Marques, F.O., y Cobbold, P.R., 2006, Effects of topography on the curvature of fold-and-thrust belts during shortening of a 2-layer model of continental lithosphere: Tectonophysics, v. 415, N° 1-4, p. 65–80, doi: 10.1016/j.tecto.2005.12.001.
- Marshak, S., 1988, Kinematics Of Orocline And Arc Formation In Thin-Skinned Orogens: Tectonics, v. 7, N° 1, p. 73–86.
- Marshak, S., y Tabor, J.R., 1989, Structure Of The Kingston Orocline In The Appalachian Fold-Thrust Belt, New-York: Geological Society of America Bulletin, v. 101, N° 5, p. 683–701.
- Marshak, S., y Wilkerson, M.S., 1992, Effect of overburden thickness on thrust belt geometry and development: Tectonics, v. 11, N° 3, p. 560–566.
- Marshak, S., 2004, Salients, recesses, arcs, oroclines, and syntaxes- A review of ideas concerning the formation of map-view curves in fold-and-thrust belts, *en* Thrust tectonics and hydrocarbon systems: AAPG Memoir 82, p. 131–156.
- Sánchez-Martínez, S., Arenas, R., García, F.D., Martínez-Catalán, J.R., Gómez-Barreiro, J., y Pearce, J.A., 2007, Careón ophiolite, NW Spain: Suprasubduction zone setting for the youngest Rheic Ocean floor: Geology, v. 35, N° 1, p. 53–56.
- Martínez-Catalán, J.R., 1985, Estratigrafía y estructura del domo de Lugo (sector oeste de la zona asturoccidental-leonesa) (Corpus geologicum Gallaeciae): Fundación «Pedro Barrie de la Maza, Conde Fenosa».
- Martínez-Catalán, J.R., 1990, A noncylindrical model for the northwest Iberian allochthonous terranes and their equivalents in the Hercynian belt of Western-Europe: Tectonophysics, v. 179, N° 3-4, p. 253–272.
- Martínez-Catalán, J.R.M., Arenas, R., García, F.D., y Abati, J., 1997, Variscan accretionary complex of northwest Iberia: Terrane correlation and succession of tectonothermal events: Geology, v. 25, N° 12, p. 1103–1106.
- Martínez-Catalán, J.R., Arenas, R., y Díaz-Balda, M.A., 2003, Large extensional structures developed during emplacement of a crystalline thrust sheet: the Mondonedo nappe (NW Spain): Journal of Structural Geology, v. 25, N° 11, p. 1815–1839.
- Martínez-Catalán, J.R.M., Fernández-Suárez, J., Jenner, G.A., Belousova, E., y Montes, A.D., 2004, Provenance constraints from detrital zircon U-Pb ages in the NW Iberian Massif: implications for Palaeozoic plate configuration and Variscan evolution: Journal of the Geological Society, v. 161, p. 463–476.
- Martínez-Catalán, J.R., Arenas, R., Abati, J., Sánchez-Martínez, S., Díaz-García, F., Fernández-Suárez, J., González Cuadra, P., Castiñeiras, P., Gómez-Barreiro, J., Díez Montes, A., González Clavijo, E., Rubio Pascual, F.J., Andonaegui, P., Jeffries, T.E., *et al.*, 2009, A rootless suture and the loss of the roots of a mountain chain: The Variscan Belt of NW Iberia: Comptes Rendus Geoscience,.
- Martínez-Catalán, J.R., 2011, Are the oroclines of the Variscan belt related to late Variscan strike-slip tectonics?: Terra Nova, v. 23, N° 4, p. 241–247, doi: 10.1111/j.1365-3121.2011.01005.x.
- Martínez-Catalán, J., 2012, The Central Iberian arc, an orocline centered in the Iberian Massif and some implications for the Variscan belt: International Journal of Earth Sciences,., p. 1–16.
- Martínez-García, E., 1981, El Paleozoico de la Zona Cantábrica Oriental (Noroeste de España): Trabajos de Geología, v. 11, p. 95–127.
- Martínez-García, E., 1991, Hercynian synorogenic and postorogenic successions in the Cantabrian and Palentian Zobs, NW Spain.

- Comparisons with other western European occurrences: *Giornale di Geologia*, v. 53, p. 209–228.
- Martínez, F.J., Reche, J., y Iriondo, A., 2008, U-Pb Shrimp-RG zircon ages of Variscan igneous rocks from the Guillerías massif (NE Iberia pre-Mesozoic basement). *Geological implications: Comptes Rendus Geoscience*, v. 340, N° 4, p. 223–232.
- Martínez, F.J., y Rolet, J., 1988, Paleozoic metamorphism in the Northwestern Iberian Peninsula, Brittany and related areas in SW Europe, *en* Harris, A.L. y Fettes, D.J. eds., *The Caledonian-Appalachian Orogen*, p. 279–288.
- Martin-Izard, A., Fuertes-Fuente, M., Cepedal, A., Moreiras, D., Nieto, J.G., Maldonado, C., y Pevida, L.R., 2000, The Rio Narcea gold belt intrusions: geology, petrology, geochemistry and timing: *Journal of Geochemical Exploration*, v. 71, N° 2, p. 103–117.
- Matte, P., y Ribeiro, A., 1975, Forme et orientation de l'ellipsoïde de déformation dans la viration Hercynienne de Galicie: relation avec le plissement et hypothèses sur la genèse de l'arc Iberio-Armoricain: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, v. 280, p. 2825–2828.
- Matte, P., 2001, The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review: *Terra Nova*, v. 13, N° 2, p. 122–128.
- Mattei, M., Cifelli, F., Rojas, I.M., Crespo Blanc, A., Comas, M., Faccenna, C., y Porreca, M., 2006, Neogene tectonic evolution of the Gibraltar Arc: New paleomagnetic constraints from the Betic chain: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 250, N° 3–4, p. 522–540, doi: 10.1016/j.epsl.2006.08.012.
- McClay, K.R., 1976, The rheology of plasticine: *Tectonophysics*, v. 33, N° 1–2, p. T7–T15, doi: 10.1016/0040-1951(76)90047-0.
- McClay, K.R., y Ellis, P.G., 1987, Analogue models of extensional fault geometries: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 28, N° 1, p. 109–125, doi: 10.1144/GSL.SP.1987.028.01.09.
- Meinhold, G., Morton, A.C., Fanning, C.M., Frei, D., Howard, J.P., Phillips, R.J., Strogen, D., y Whitham, A.G., 2011, Evidence from detrital zircons for recycling of Mesoproterozoic and Neoproterozoic crust recorded in Paleozoic and Mesozoic sandstones of southern Libya: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 312, N° 1–2, p. 164–175, doi: 10.1016/j.epsl.2011.09.056.
- Merino-Tomé, O.A., Bahamonde, J.R., Colmenero, J.R., Heredia, N., Villa, E., y Farias, P., 2009, Emplacement of the Cuera and Picos de Europa imbricate system at the core of the Iberian-Armorican arc (Cantabrian zone, north Spain): New precisions concerning the timing of arc closure: *Geological Society of America Bulletin*, v. 121, N° 5–6, p. 729–751, doi: 10.1130/B26366.1.
- Molnar, P., y Houseman, G.A., 2004, The effects of buoyant crust on the gravitational instability of thickened mantle lithosphere at zones of intracontinental convergence: *Geophysical Journal International*, v. 158, N° 3, p. 1134–1150.
- Molnar, P., Houseman, G.A., y Conrad, C.P., 1998, Rayleigh–Taylor instability and convective thinning of mechanically thickened lithosphere: effects of non-linear viscosity decreasing exponentially with depth and of horizontal shortening of the layer: *Geophysical Journal International*, v. 133, N° 3, p. 568–584.
- Montero, P., Talavera, C., Bea, F., Lodeiro, F.G., y Whitehouse, M.J., 2009, Zircon Geochronology of the Ollo de Sapo Formation and the Age of the Cambro-Ordovician Rifting in Iberia: *The Journal of Geology*, v. 117, N° 2, p. 174–191, doi: 10.1086/595017.
- Montes, A.D., Catalán, J.R.M., y Mulas, F.B., 2010, Role of the Ollo de Sapo massive felsic volcanism of NW Iberia in the Early Ordovician dynamics of northern Gondwana: *Gondwana Research*, v. 17, N° 2–3, p. 363–376, doi: 10.1016/j.gr.2009.09.001.
- Morag, N., Avigad, D., Gerdes, A., Belousova, E., y Harlavan, Y., 2011, Detrital zircon Hf isotopic composition indicates long-distance transport of North Gondwana Cambrian–Ordovician sandstones: *Geology*, v. 39, N° 10, p. 955–958, doi: 10.1130/G32184.1.
- Morel, P., y Irving, E., 1981, Paleomagnetism and the

- evolution of Pangea.: *Journal of Geophysical Research*, v. 86, N° B3, p. 1858–1872.
- Morency, C., Doin, M.-P., y Dumoulin, C., 2002, Convective destabilization of a thickened continental lithosphere: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 202, N° 2, p. 303–320, doi: 10.1016/S0012-821X(02)00753-7.
- Morency, C., y Doin, M.-P., 2004, Numerical simulations of the mantle lithosphere delamination: *Journal of Geophysical Research*, v. 109, p. 17 PP., doi: 200410.1029/2003JB002414.
- Moresi, L., Dufour, F., y Mühlhaus, H.-B., 2002, Mantle Convection Modeling with Viscoelastic/Brittle Lithosphere: *Numerical Methodology and Plate Tectonic Modeling: Pure and Applied Geophysics*, v. 159, N° 10, p. 2335–2356.
- Muñoz-Quijano, I.N., y Gutiérrez-Alonso, G., 2007a, Modelo de evolución topográfica en el NO de la Península Ibérica durante la delaminación litosférica al final de la Orogenia Varisca: *Geogaceta*, v. 43–46.
- Muñoz-Quijano, I.N., y Gutiérrez-Alonso, G., 2007b, Respuesta topográfica a un proceso de delaminación litosférica: un modelo simple para el final del Orógeno Varisco en el NO de la Península Ibérica: *Studia Geologica Salmanticensis*, v. 43, N° 2, p. 175–192.
- Murphy, J.B., y Nance, R.D., 1991, Supercontinent Model For The Contrasting Character Of Late Proterozoic Orogenic Belts: *Geology*, v. 19, N° 5, p. 469–472.
- Murphy, J.B., Strachan, R.A., Nance, R.D., Parker, K.D., y Fowler, M.B., 2000, Prota-Avalonia: A 1.2-1.0 Ga tectonothermal event and constraints for the evolution of Rodinia: *Geology*, v. 28, N° 12, p. 1071–1074.
- Murphy, J.B., Gutiérrez-Alonso, G., Nance, R.D., Fernández-Suárez, J., Keppie, J.D., Quesada, C., Strachan, R.A., y Dostal, J., 2006, Origin of the Rheic Ocean: Rifting along a Neoproterozoic suture?: *Geology*, v. 34, N° 5, p. 325–328.
- Murphy, J.B., Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., y Braid, J.A., 2008, Probing crustal and mantle lithosphere origin through Ordovician volcanic rocks along the Iberian passive margin of Gondwana: *Tectonophysics*, v. 461, N° 1-4, p. 166–180.
- Murphy, J., Nance, R., Gutiérrez-Alonso, G., Y Keppie, J., 2009, Supercontinent reconstruction from recognition of leading continental edges: *Geology*, v. 37, N° 7, p. 595–598.
- Murray, C.G., Fergusson, C.L., Flood, P.G., Whitaker, W.G., y Korsch, R.J., 1987, Plate tectonic model for the Carboniferous evolution of the New England Fold Belt: *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 34, N° 2, p. 213–236, doi: 10.1080/08120098708729406.
- Muttoni, G., Gaetani, M., Kent, D.V., Sciunnach, D., Angiolini, L., Berra, F., Garzanti, E., Mattei, M., y Zanchi, A., 2009, Opening of the Neotethys ocean and the pangea B to pangea A transformation during the permian: *GeoArabia*, v. 14, N° 4, p. 17–48.
- Nance, R.D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J.D., Linnemann, U., Murphy, J.B., Quesada, C., Strachan, R.A., y Woodcock, N.H., 2010, Evolution of the Rheic Ocean: *Gondwana Research*, v. 17, p. 194–222, doi: 10.1016/j.gr.2009.08.001.
- Narr, W., y Suppe, J., 1991, Joint spacing in sedimentary rocks: *Journal of Structural Geology*, v. 13, N° 9, p. 1037–1048, doi: 10.1016/0191-8141(91)90055-N.
- Nie, J., Horton, B.K., Mora, A., Saylor, J.E., Housh, T.B., Rubiano, J., y Naranjo, J., 2010, Tracking exhumation of Andean ranges bounding the Middle Magdalena Valley Basin, Colombia: *Geology*, v. 38, N° 5, p. 451–454, doi: 10.1130/G30775.1.
- Nijman, W., Y Savage, J., 1989, Persistent Basement Wrenching As Controlling Mechanism Of Variscan Thin-Skinned Thrusting And Sedimentation, Cantabrian Mountains Spain: *Tectonophysics*, V. 169, N° 4, P. 281–302.
- Offler, R., y Foster, D.A., 2008, Timing and development of oroclines in the southern New England Orogen, New South Wales: *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 55, N° 3, p. 331–340, doi: 10.1080/08120090701769464.
- Orejana, D., Villaseca, C., Pérez-Soba, C., López-García, J.A., y Billström, K., 2009, The Variscan gabbros from the Spanish Central System: A case for crustal recycling in the

- sub-continental lithospheric mantle?: *Lithos*, v. 110, N° 1-4, p. 262-276, doi: 10.1016/j.lithos.2009.01.003.
- Orejana, D., Villaseca, C., Armstrong, R.A., y Jeffries, T.E., 2011, Geochronology and trace element chemistry of zircon and garnet from granulite xenoliths: Constraints on the tectonothermal evolution of the lower crust under central Spain: *Lithos*, v. 124, N° 1-2, p. 103-116, doi: 10.1016/j.lithos.2010.10.011.
- Orejana, D., Villaseca, C., Valverde-Vaquero, P., Belousova, E.A., y Armstrong, R.A., 2012, U-Pb geochronology and zircon composition of late Variscan S- and I-type granitoids from the Spanish Central System batholith: *International Journal of Earth Sciences*, doi: 10.1007/s00531-012-0750-y.
- Parés, J.M., van der Voo, R., Stamatakos, J., y Pérez-Estaún, A., 1994, Remagnetizations And Postfolding Oroclinal Rotations In The Cantabrian Asturian Arc, Northern Spain: *Tectonics*, v. 13, N° 6, p. 1461-1471.
- Pastor-Galán, D., Gutiérrez-Alonso, G., Meere, P.A., y Mulchrone, K.F., 2009, Factors affecting finite strain estimation in low-grade, low-strain clastic rocks: *Journal of Structural Geology*, v. 31, N° 12, p. 1586-1596 doi: 10.1016/j.jsg.2009.08.005.
- Pastor-Galán, D., Gutiérrez-Alonso, G., Mulchrone, K.F., y Huerta, P., 2012a, Conical folding in the core of an orocline. A geometric analysis from the Cantabrian Arc (Variscan Belt of NW Iberia): *Journal of Structural Geology*, v. 39, p. 210-223 , doi: 10.1016/j.jsg.2012.02.010.
- Pastor-Galán, D., Gutiérrez-Alonso, G., Zulauf, G., y Zanella, F., 2012b, Analogue Modeling of Lithospheric-Scale Orocline Buckling: Constraints on the Evolution of the Iberian-Armorican Arc: *Geological Society of America Bulletin*, doi: 10.1130/B30640.1.
- Pastor-Galán, D., Gutiérrez-Alonso, G., Dietl, C., y Zanella, F., 2012c, Modelización análoga del desprendimiento de una raíz litosférica. ¿Puede un oroclinal producir el desprendimiento del manto litosférico?: *Geogaceta*.
- Pastor-Galán, D., Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Weil, A.B., Fernández-Suárez, J., Johnston, S.T., Murphy, B. 2012d, A virtual Tour of the Ibero-Armorican orocline: *Journal of the Virtual Explorer*.
- Paulsen, T., y Marshak, S., 1999, Origin of the Uinta recess, Sevier fold-thrust belt, Utah: influence of basin architecture on fold-thrust belt geometry: *Tectonophysics*, v. 312, N° 2-4, p. 203-216, doi: 10.1016/S0040-1951(99)00182-1.
- Pedreira, A., Ruiz-Constán, A., Galindo-Zaldívar, J., Chalouan, A., Sanz de Galdeano, C., Marín-Lechado, C., Ruano, P., Benmakhlouf, M., Akil, M., López-Garrido, A.C., Chabli, A., Ahmamou, M., y González-Castillo, L., 2011, Is there an active subduction beneath the Gibraltar orogenic arc? Constraints from Pliocene to present-day stress field: *Journal of Geodynamics*, v. 52, N° 2, p. 83-96, doi: 10.1016/j.jog.2010.12.003.
- Pérez-Estaún, A., 1978, Estratigrafía y estructura de la rama sur de la Zona Asturoccidental-Leonesa: v. 92, p. 1-149.
- Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Alonso, J.L., Marquinez, J., Aller, J., Álvarez-Marrón, J., Marcos, A., y Pulgar, J.A., 1988, A Thin-Skinned Tectonics Model For An Arcuate Fold And Thrust Belt - The Cantabrian Zone (Variscan Ibero-Armorican Arc): *Tectonics*, v. 7, N° 3, p. 517-537.
- Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Alonso, J.L., Marquinez, J., Aller, J., Álvarez-Marrón, J., Farias, P., Marcos, A., y Pulgar, J.A., 1991, The Cantabrian Zone - An Interpretation For An Arcuate Foreland Thrust Belt: *Tectonophysics*, V. 191, N° 3-4, P. 435-435.
- Pérez-Estaún, A., Pulgar, J.A., Banda, E., Álvarez-Marrón, J., Marcos, A., Bastida, F., Alonso, J.L., Aller, J., Farias, P., Martínez-Catalán, J.R., Comas, M.C., Danobeitia, J.J., Y Cordoba, D., 1994, Crustal Structure Of The External Variscides In Northwest Spain From Deep Seismic-Reflection Profiling: *Tectonophysics*, V. 232, N° 1-4, P. 91-118.
- Perroud, H., y Bonhommet, N., 1981, Palaeomagnetism of the Ibero-Armorican arc and the Hercynian orogeny in Western Europe: *Nature*, v. 292, N° 5822, p. 445-448, doi: 10.1038/292445a0.
- Perroud, H., 1986, Paleomagnetic evidence for tectonic rotations in the Variscan Mountain Belt: *Tectonics*, v. 5, N° 2, p. PP. 205-214, doi: 198610.1029/TC005i002p00205.

- Farias, P.G.G., 1987, Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central: Memórias da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto., p. 411–431.
- Pinarelli, L., y Rottura, A., 1995, SR AND ND ISOTOPIC STUDY AND RB-SR GEOCHRONOLOGY OF THE BEJAR GRANITES, IBERIAN MASSIF, SPAIN: *European Journal of Mineralogy*, v. 7, N° 3, p. 577–589.
- Puchkov, V.N., 1997, Structure and geodynamics of the Uralian orogen: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 121, N° 1, p. 201–236, doi: 10.1144/GSL.SP.1997.121.01.09.
- Pueyo, E.L., Pares, J.M., Millan, H., y Pocovi, A., 2003, Conical folds and apparent rotations in paleomagnetism (a case study in the Southern Pyrenees): *Tectonophysics*, v. 362, N° 1-4, p. 345–366.
- Pulgar, J.A., Gallart, J., FernándezViejo, G., PérezEstaún, A., ÁlvarezMarrón, J., Alonso, J.L., Gallastegui, J., Marcos, A., Bastida, F., Aller, J., Farias, P., Marin, J., GarcíaEspina, R., MartínezCatalán, J.R., et al., 1996, Seismic image of the Cantabrian Mountains in the western extension of the Pyrenees from integrated ESCIN reflection and refraction data: *Tectonophysics*, v. 264, N° 1-4, p. 1–19.
- Pysklywec, R.N., Beaumont, C., y Fullsack, P., 2002, Lithospheric deformation during the early stages of continental collision: Numerical experiments and comparison with South Island, New Zealand: *Journal of Geophysical Research*, v. 107, p. 19 PP., doi: 200210.1029/2001JB000252.
- Pysklywec, R.N., y Cruden, A.R., 2004, Coupled crust-mantle dynamics and intraplate tectonics: Two-dimensional numerical and three-dimensional analogue modeling: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 5, p. 22 PP., doi: 2004 10.1029/2004GC000748.
- Pysklywec, R.N., 2006, Surface erosion control on the evolution of the deep lithosphere: *Geology*, v. 34, N° 4, p. 225–228, doi: 10.1130/G21963.1.
- Pysklywec, R.N., Gogus, O., Percival, J., Cruden, A.R., y Beaumont, C., 2010, Insights from geodynamical modeling on possible fates of continental mantle lithosphere: collision, removal, and overturn: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 47, N° 4, p. 541–563, doi: 10.1139/E09-043.
- Ramsay, J.G., 1962, Interference Patterns Produced by the Superposition of Folds of Similar Type: *The Journal of Geology*, v. 70, N° 4, p. 466–481, doi: 10.1086/626837.
- Ramsay, J.G., 1967, *Folding and Fracturing of Rocks*: McGraw-Hill Book Company.
- Ramsay, J.G., y Huber, M.I., 1987, *The Techniques of Modern Structural Geology, Volume 2: Folds and Fractures*: Academic Press.
- Ribeiro, A., Dias, R., y Silva, J.B., 1995, Genesis Of The Ibero-Armorican Arc: *Geodinamica Acta*, v. 8, N° 4, p. 173–184.
- Ribeiro, A., Munha, J., Dias, R., Mateus, A., Pereira, E., Ribeiro, L., Fonseca, P., Araujo, A., Oliveira, T., Romao, J., Chamine, H., Coke, C., y Pedro, J., 2007, Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides: *Tectonics*, v. 26, N° 6, p. 24.
- Ries, A.C., y Shackleton, R.M., 1976, Patterns of Strain Variation in Arcuate Fold Belts: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, v. 283, N° 1312, p. 281–288.
- Ries, A.C., Richardson, A., y Shackleton, R.M., 1980, Rotation of the Iberian arc: Palaeomagnetic results from North Spain: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 50, N° 1, p. 301–310, doi: 10.1016/0012-821X(80)90140-5.
- Robardet, M., 2003, The Armorica ‘microplate’: fact or fiction? Critical review of the concept and contradictory palaeobiogeographical data: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 195, N° 1–2, p. 125–148, doi: 10.1016/S0031-0182(03)00305-5.
- Roberts, N.M.W., 2012, Increased loss of continental crust during supercontinent amalgamation: *Gondwana Research*, v. 21, N° 4, p. 994–1000, doi: 10.1016/j.gr.2011.08.001.
- Rodríguez-Fernández, L.R., 1994, La estratigrafía del Paleozoico y la estructura de la Región de Fuentes Carrionas y áreas adyacentes (Cordillera Herciniana, NO de España): A Coruña.

- Rogers, J.J.W., y Greenberg, J.K., 1990, Late-orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites: distinction by major-element and trace-element chemistry and possible origins: *Journal of Geology*, v. 98, N° 3, p. 291–309.
- Rosales, I., Quesada, S., y Robles, S., 2004, Paleotemperature variations of Early Jurassic seawater recorded in geochemical trends of belemnites from the Basque–Cantabrian basin, northern Spain: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 203, N° 3–4, p. 253–275, doi: 10.1016/S0031-0182(03)00686-2.
- Rosenbaum, G., y Lister, G.S., 2004, Formation of Arcuate Orogenic Belts in the Western Mediterranean Region: *Geological Society of America Special Papers*, v. 383, p. 41–56.
- Rosenbaum, G., Li, P., y Rubatto, D., 2012, The contorted New England Orogen (eastern Australia): New evidence from U-Pb geochronology of early Permian granitoids: *Tectonics*, v. 31, p. 14 PP., doi: 201210.1029/2011TC002960.
- Rossi, D., y Storti, F., 2003, New artificial granular materials for analogue laboratory experiments: aluminium and siliceous microspheres: *Journal of Structural Geology*, v. 25, N° 11, p. 1893–1899, doi: 10.1016/S0191-8141(03)00041-5.
- Rubio Ordóñez, Á., 2010, Magmatismo Neoproterozoico en el Antiforme del Narcea: Oviedo, 142 p.
- Sánchez-Martínez, S., Arenas, R., Díaz-García, F., Martínez-Catalán, J.R., Gómez-Barreiro, J., y Pearce, J.A., 2007, Careón ophiolite, NW Spain: Suprasubduction zone setting for the youngest Rheic Ocean floor: *Geology*, v. 35, N° 1, p. 53–56, doi: 10.1130/G23024A.1.
- Schöpfer, M.P.J., y Zulauf, G., 2002, Strain-dependent rheology and the memory of plasticine: *Tectonophysics*, v. 354, N° 1-2, p. 85–99, doi: 10.1016/S0040-1951(02)00292-5.
- Schott, B., y Schmeling, H., 1998, Delamination and detachment of a lithospheric root: *Tectonophysics*, v. 296, N° 3-4, p. 225–247.
- Schwartz, S.Y., y van der Voo, R., 1983, Paleomagnetic evaluation of the orocline hypothesis in the central and southern Appalachians: *Geophysical Research Letters*, v. 10, N° 7, p. 505–508.
- Shaw, J., Johnston, S.T., Gutiérrez-Alonso, G., y Weil, A.B., 2012, Oroclines of the Variscan orogen of Iberia: Paleocurrent analysis and paleogeographic implications: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 329–330, N° 0, p. 60–70, doi: 10.1016/j.epsl.2012.02.014.
- Shemenda, A.I., y Grocholsky, A.L., 1992, Physical modelling of lithosphere subduction in collision zones: *Tectonophysics*, v. 216, N° 3-4, p. 273–290, doi: 10.1016/0040-1951(92)90401-Q.
- Shi, Y., Y Cao, J., 2008, Lithosphere Effective Viscosity of Continental China: *Earth Science Frontiers*, v. 15, N° 3, p. 82–95, doi: 10.1016/S1872-5791(08)60064-0.
- Shipunov, S.V., Muraviev, A.A., y Bazhenov, M.L., 1998, A new conglomerate test in palaeomagnetism: *Geophysical Journal International*, v. 133, N° 3, p. 721–725, doi: 10.1046/j.1365-246X.1998.00516.x.
- Simancas, F., González Lodeiro, F., Expósito Ramos, I., Azor, A., y Martínez Poyatos, D., 2002, Opposite Subduction Polarities Connected by Transform Faults in the Iberian Massif and Western European Variscides: *Geological Society of America Special Papers*, v. 364, p. 253–262, doi: 10.1130/0-8137-2364-7.253.
- Simancas, J., Azor, A., Martínez-Poyatos, D., Tahiri, A., El Hadi, H., Gonzalez-Lodeiro, F., Pérez-Estaún, A., y Carbonell, R., 2009, Tectonic relationships of Southwest Iberia with the allochthons of Northwest Iberia and the Moroccan Variscides: *COMPTES RENDUS GEOSCIENCE*, v. 341, N° 2-3, p. 103–113, doi: 10.1016/j.crte.2008.11.003.
- Sircombe, K.N., y Hazelton, M.L., 2004, Comparison of detrital zircon age distributions by kernel functional estimation: *Sedimentary Geology*, v. 171, N° 1–4, p. 91–111, doi: 10.1016/j.sedgeo.2004.05.012.
- Somma, R., Messina, A., y Mazzoli, S., 2005, Syn-orogenic extension in the Peloritani Alpine Thrust Belt (NE Sicily, Italy): Evidence from the Ali Unit: *Comptes Rendus Geoscience*, v. 337, N° 9, p. 861–871, doi: 10.1016/j.crte.2005.03.004.
- Somma, R., 2006, The south-western side of the

- Calabrian Arc (Peloritani Mountains): Geological, structural and AMS evidence for passive clockwise rotations: *Journal of Geodynamics*, v. 41, N° 4, p. 422–439, doi: 10.1016/j.jog.2005.11.001.
- Stacey, J.S., y Kramers, J.D., 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 26, N° 2, p. 207–221, doi: 10.1016/0012-821X(75)90088-6.
- Stamatakis, J., y Hirt, A.M., 1994, Paleomagnetic considerations of the development of the pennsylvania salient in the central appalachians: *Tectonophysics*, v. 231, N° 4, p. 237–255, doi: 10.1016/0040-1951(94)90037-X.
- Stampfli, G.M., y Borel, G.D., 2002, A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 196, N° 1-2, p. 17–33, doi: 10.1016/S0012-821X(01)00588-X.
- Starkey, J., y Palmer, H.C., 1971, The Sensitivity of the Conglomerate Test in Palaeomagnetism: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 22, N° 3, p. 235–240, doi: 10.1111/j.1365-246X.1971.tb03596.x.
- Stern, R.J., Ali, K.A., Liégeois, J.P., Johnson, P.R., Kozdroj, W., y Kattan, F.H., 2010, Distribution and significance of pre-Neoproterozoic zircons in juvenile Neoproterozoic igneous rocks of the Arabian-Nubian Shield: *American Journal of Science*, v. 310, N° 9, p. 791–811, doi: 10.2475/09.2010.02.
- Stewart, S.A., 1995, Paleomagnetic analysis of fold kinematics and implications for geological models of the Cantabrian/Asturian arc, north Spain: *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, v. 100, p. 20079–20094.
- Stewart, R.J., Hallet, B., Zeitler, P.K., Malloy, M.A., Allen, C.M., y Trippett, D., 2008, Brahmaputra sediment flux dominated by highly localized rapid erosion from the easternmost Himalaya: *Geology*, v. 36, N° 9, p. 711–714, doi: 10.1130/G24890A.1.
- Strine, M., y Wojtal, S.F., 2004, Evidence for non-plane strain flattening along the Moine thrust, Loch Srath nan Aisinnin, North-West Scotland: *Journal of Structural Geology*, v. 26, N° 10, p. 1755–1772, doi: 10.1016/j.jsg.2004.02.011.
- Suárez, A., 1988, Estructura del área de Villaviciosa-Libardón (Asturias, Cordillera Cantábrica): *Trabajos de Geología*, v. 17, p. 87–98.
- Tait, J., Bachtadse, V., y Soffel, H., 1994, New palaeomagnetic constraints on the position of central Bohemia during Early Ordovician times: *Geophysical Journal International*, v. 116, N° 1, p. 131–140, doi: 10.1111/j.1365-246X.1994.tb02132.x.
- Tait, J., 1999, New Early Devonian paleomagnetic data from NW France: Paleogeography and implications for the Armorican microplate hypothesis: *Journal of Geophysical Research*, v. 104, N° B2, p. PP. 2831–2839, doi: 199910.1029/98JB02787.
- Tapponnier, P., Peltzer, G., Le Dain, A.Y., Armijo, R., y Cobbold, P., 1982, Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine: *Geology*, v. 10, N° 12, p. 611–616, doi: 10.1130/0091-7613(1982)10<611:PETIAN>2.0.CO;2.
- Tchalenko, J.S., 1970, Similarities Between Shear Zones of Different Magnitudes: *Geological Society of America Bulletin*, v. 81, N° 6, p. 1625–1640, doi: 10.1130/0016-7606(1970)81[1625:SBSZOD]2.0.CO;2.
- Thiessen, R.L., y Means, W.D., 1980, Classification of fold interference patterns: a reexamination: *Journal of Structural Geology*, v. 2, N° 3, p. 311–316, doi: 10.1016/0191-8141(80)90019-X.
- Thomas, W.A., 1977, Evolution of Appalachian-Ouachita Salients and Recesses from Reentrants and Promontories in the Continental Margin: *American Journal of Science*, v. 277, N° 10, p. 1233–1278, doi: 10.2475/ajs.277.10.1233.
- Tohver, E., Weil, A.B., Solum, J.G., y Hall, C.M., 2008, Direct dating of carbonate remagnetization by Ar-40/Ar-39 analysis of the smectite-illite transformation: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 274, N° 3-4, p. 524–530.
- du Toit, A.L.D., 1937, Our wandering continents: an hypothesis of continental drifting: Oliver and Boyd.

- Touloukian, Y.S., Powell, R.W., Ho, C.Y., y Klemens, P.C., 1970, Thermophysical Properties of Matter Volume 2: Thermal Conductivity: Nonmetallic Solids: New York, Washington.
- Turner, J.P., y Hancock, P.L., 1990, Relationships between thrusting and joint systems in the Jaca thrust-top basin, Spanish Pyrenees: *Journal of Structural Geology*, v. 12, N° 2, p. 217–226, doi: 10.1016/0191-8141(90)90006-K.
- Turrillot, P., Augier, R., Monié, P., y Faure, M., 2011, Late orogenic exhumation of the Variscan high-grade units (South Armorican Domain, western France), combined structural and ⁴⁰Ar/³⁹Ar constraints: *Tectonics*, v. 30, p. 27 PP., doi: 201110.1029/2010TC002788.
- Vacas Peña, J.M., 2000, A program in Pascal to simulate the superposition of two or three fold systems: *Computers & Geosciences*, v. 26, N° 3, p. 341–349, doi: 10.1016/S0098-3004(99)00144-2.
- Valverde-Vaquero, P., 1992, Permo-Carboniferous magmatic activity in the Cantabrian Zone (N.E. Iberian Massif, Asturias, NW Spain): Boston College,, 219 p.
- Valverde-Vaquero, P., Díez Balda, M.A., Díez Montes, A., Dörr, W., Escuder Viruete, J., González Clavijo, E., Maluski, H., Rodríguez-Fernández, L.R., Rubio, F., y Villar, P., 2006, Timing of Variscan metamorphism and the Central Iberian paradox: *Geophysical Research Abstracts*, European Geosciences Union, v. 8, p. 1.
- van der Voo, R., y French, R.B., 1974, Apparent polar wandering for the Atlantic-bordering continents: Late Carboniferous to Eocene: *Earth Science Reviews*, v. 10, N° 2, p. 99–119.
- van der Voo, R., Mauk, F.J., y French, R.B., 1976, Permian-Triassic continental configurations and the origin of the Gulf of Mexico: *Geology*, v. 4, N° 3, p. 177–180.
- van der Voo, R., 1982, Pre-Mesozoic Paleomagnetism and Plate Tectonics: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 10, N° 1, p. 191–220, doi:10.1146/annurev.earth.10.050182.001203.
- van der Voo, R., 1988, Paleozoic paleogeography of North America, Gondwana, and intervening displaced terranes: Comparisons of paleomagnetism with paleoclimatology and biogeographical patterns: *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, N° 3, p. 311–324, doi: 10.1130/0016-7606(1988)100<0311:PPONAG>2.3.CO;2.
- van der Voo, R., 1993, Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus oceans: Cambridge University Press, Cambridge.
- van der Voo, R., Stamatakos, J.A., y Pares, J.M., 1997, Kinematic constraints on thrust-belt curvature from syndeformational magnetizations in the Lagos del Valle Syncline in the Cantabrian Arc, Spain: *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, v. 102, N° B5, p. 10105–10119.
- van der Voo, R., Spakman, W., y Bijwaard, H., 1999, Tethyan subducted slabs under India: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 171, N° 1, p. 7–20, doi: 10.1016/S0012-821X(99)00131-4.
- van der Voo, R., y Torsvik, T.H., 2001, Evidence for late paleozoic and mesozoic non-dipole fields provides an explanation for the Pangaea reconstruction problems: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 187, N° 1-2, p. 71–81.
- van der Voo, R., 2004, Paleomagnetism, Oroclines, and Growth of the Continental Crust: *GSA Today*, v. 14, N° 12, p. 4–11.
- Venkatasubramanian, C.S., 1971, Least-squares Analysis of Fabric Data: A Note on Conical, Cylindroidal and Near-cylindroidal Folds: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, N° 6, p. 694–697, doi: 10.1139/e71-066.
- Vergés, J., Fernández, M., y Martínez, A., 2002, The Pyrenean orogen: pre-, syn-, and post-collisional evolution: *Journal of the Virtual Explorer*, v. 08, doi: 10.3809/jvirtex.2002.00058.
- Veselovsky, Z., 2004, Integrated numerical modelling of a polyhistory basin, Southern Cantabrian Basin (Palaeozoic, NW-Spain):.
- Walcott, R.I., 1970, Isostatic response to loading of the crust in Canada: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 7, N° 2, p. 716–727, doi: 10.1139/e70-070.
- Wand, M.P., y Jones, M.C., 1995, Kernel Smoothing: Chapman and Hall.

- Webb, B.C., y Lawrence, D.J.D., 1986, Conical fold terminations in the bannisdale slates of the english lake district: *Journal of Structural Geology*, v. 8, N° 1, p. 79–86.
- Wegener, A., 1929, *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*: F. Vieweg & Sohn akt. ges., Braunschweig.
- Weijermars, R., 1986, Flow behaviour and physical chemistry of bouncing putties and related polymers in view of tectonic laboratory applications: *Tectonophysics*, v. 124, N° 3-4, p. 325–358, doi: 10.1016/0040-1951(86)90208-8.
- Weil, A.B., van der Voo, R., van der Pluijm, B.A., y Pares, J.M., 2000, The formation of an orocline by multiphase deformation: a paleomagnetic investigation of the Cantabria-Asturias Arc (northern Spain): *Journal of Structural Geology*, v. 22, N° 6, p. 735–756.
- Weil, A.B., van der Voo, R., y van der Pluijm, B.A., 2001, Oroclinal bending and evidence against the Pangea megashear: The Cantabria-Asturias arc (northern Spain): *Geology*, v. 29, N° 11, p. 991–994.
- Weil, A.B., y van der Voo, R., 2002, Insights into the mechanism for orogen-related carbonate remagnetization from growth of authigenic Fe-oxide: A scanning electron microscopy and rock magnetic study of Devonian carbonates from northern Spain: *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, v. 107, N° B4, p. 14.
- Weil, A.B., y Sussman, A.J., 2004, Classifying curved orogens based on timing relationships between structural development and vertical-axis rotations, *en* Sussman, A.J. y Weil, A.B. eds., *Orogenic curvature: Integrating paleomagnetic and structural analyses*, Geological Society of America, p. 1–16.
- Weil, A.B., 2006, Kinematics of orocline tightening in the core of an arc: Paleomagnetic analysis of the Ponga Unit, Cantabrian Arc, northern Spain: *Tectonics*, v. 25, N° 3, doi: 10.1029/2005TC001861.
- Weil, A.B., y Yonkee, A., 2009, Anisotropy of magnetic susceptibility in weakly deformed red beds from the Wyoming salient, Sevier thrust belt: Relations to layer-parallel shortening and orogenic curvature: *Lithosphere*, v. 1, N° 4, p. 235–256, doi: 10.1130/L42.1.
- Weil, A.B., Gutiérrez-Alonso, G., y Conan, J., 2010, New time constraints on lithospheric-scale oroclinal bending of the Ibero-Armorican Arc: a paleomagnetic study of earliest Permian rocks from Iberia: *Journal of the Geological Society, London*, v. 167, p. 17.
- Weil, A.B., Gutiérrez-Alonso, G., y Wicks, D., 2012, Investigating the kinematics of local thrust sheet rotation in the limb of an orocline: a paleomagnetic and structural analysis of the Esla Tectonic Unit, Cantabrian-Asturian Arc NW Iberia.: *International Journal of Earth Sciences*,.
- Weislogel, A.L., Graham, S.A., Chang, E.Z., Wooden, J.L., y Gehrels, G.E., 2010, Detrital zircon provenance from three turbidite depocenters of the Middle–Upper Triassic Songpan-Ganzi complex, central China: Record of collisional tectonics, erosional exhumation, and sediment production: *Geological Society of America Bulletin*, v. 122, N° 11-12, p. 2041–2062, doi: 10.1130/B26606.1.
- Whitaker, A.E., y Engelder, T., 2005, Characterizing stress fields in the upper crust using joint orientation distributions: *Journal of Structural Geology*, v. 27, N° 10, p. 1778–1787, doi: 10.1016/j.jsg.2005.05.016.
- Whitaker, A.E., y Engelder, T., 2006, Plate-scale stress fields driving the tectonic evolution of the central Ouachita salient, Oklahoma and Arkansas: *Geological Society of America Bulletin*, v. 118, N° 5-6, p. 710–723, doi: 10.1130/B25780.1.
- Wilson, G., 1967, The geometry of cylindrical and conical folds: *Proceedings of the Geologists' Association*, v. 78, N° 1, p. 179–209, IN11, doi: 16/S0016-7878(67)80043-9.
- Yonkee, A., y Weil, A.B., 2010a, Quantifying vertical axis rotation in curved orogens: Correlating multiple data sets with a refined weighted least squares strike test: *Tectonics*, v. 29, p. 31 PP., doi: 201010.1029/2008TC002312.
- Yonkee, A., y Weil, A.B., 2010b, Reconstructing the kinematic evolution of curved mountain belts: Internal strain patterns in the

- Wyoming salient, Sevier thrust belt, U.S.A.: Geological Society of America Bulletin, v. 122, N° 1-2, p. 24–49, doi: 10.1130/B26484.1.
- Zulauf, G., Zulauf, J., Hastreiter, P., y Tomandl, B., 2003, A deformation apparatus for three-dimensional coaxial deformation and its application to rheologically stratified analogue material: *Journal of Structural Geology*, v. 25, N° 3, p. 469–480, doi: 10.1016/S0191-8141(02)00023-8.
- Zulauf, G., Zulauf, J., Bornemann, O., Brenker, F.E., Höfer, H.E., Peinl, M., y Woodland, A.B., 2010, Experimental deformation of a single-layer anhydrite in halite matrix under bulk constriction. Part 2: Deformation mechanisms and the role of fluids: *Journal of Structural Geology*, v. 32, N° 3, p. 264–277, doi: 10.1016/j.jsg.2009.12.001.
- Zulauf, G., Gutiérrez-Alonso, G., Kraus, R., Petschick, R., y Potel, S., 2011, Formation of chocolate-tablet boudins in a foreland fold and thrust belt: A case study from the external Variscides (Almogrove, Portugal): *Journal of Structural Geology*, v. 33, N° 11, p. 1639–1649, doi: 10.1016/j.jsg.2011.08.009.
- Zulauf, J., y Zulauf, G., 2004, Rheology of plasticine used as rock analogue: the impact of temperature, composition and strain: *Journal of Structural Geology*, v. 26, N° 4, p. 725–737, doi: 10.1016/j.jsg.2003.07.005.
- Zulauf, J., y Zulauf, G., 2005, Coeval folding and boudinage in four dimensions: *Journal of Structural Geology*, v. 27, N° 6, p. 1061–1068, doi: 10.1016/j.jsg.2005.04.003.
- Zulauf, J., Zulauf, G., Kraus, R., Gutiérrez-Alonso, G., y Zanella, F., 2011, The origin of tablet boudinage: Results from experiments using power-law rock analogs: *Tectonophysics*, v. 510, N° 3–4, p. 327–336, doi: 10.1016/j.tecto.2011.07.013.

ANEXO D



Una parte de los contenidos de este anexo han sido aceptados para su publicación en The Journal of Virtual Explorer con título: *A Virtual tour of the Ibero-Armorican orocline*.

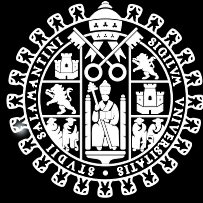
Anexo D

Desde su comienzo, las ciencias de la tierra siempre han estado muy unidas a las artes visuales. Es bastante anómalo encontrar un estudio geológico sin una detallada información visual (mapas, diagramas, cortes, columnas estratigráficas) que complementa, enriquezca y facilite la comprensión de las ideas más complejas. Hasta mediado el siglo XX, las ilustraciones en artículos de ciencias naturales consistían en ilustraciones, dibujos, o incluso pinturas a la acuarela y las clases y conferencias se impartían con ayuda de una pizarra. Muchas observaciones de campo se presentaban de esta manera. Así, muchas veces la ilustración no mostraba la observación real sino la interpretación del autor, haciendo los artículos muchas veces demasiado subjetivos. La libreta de campo de un geólogo es todavía una buena colección de dibujos y esquemas pero en los artículos modernos, las charlas y las clases, estas figuras se han sustituido por fotografías digitales y figuras realizadas por ordenador.

Además la mejora de la tecnología ha permitido la generalización de presentación de diapositivas digitales, que cuando se utilizan correctamente, mejoran la comprensión de temas complicados por la audiencia. Sin embargo, en la gran mayoría de los artículos modernos y en las presentaciones ya sea en conferencias o clases, las figuras siguen siendo estáticas, es decir, se presentan series de secuencias de eventos discretos que no representan de forma suficientemente precisa la realidad dinámica de los procesos geológicos en tiempo y en espacio. Sin embargo, gracias al rápido avance de las tecnologías, ahora es sencillo generar figuras dinámicas e interactivas, animaciones, videos, reconstrucciones en 3D y un largo etcétera de posibilidades que ilustran más robustamente todos los procesos geológicos y con ello nos ayudan a divulgar más sencillamente los avances en las ciencias de la Tierra. Esta tesis se ha ilustrado, además de mediante figuras estáticas clásicas, mediante animaciones, videos, reconstrucciones 3D y figuras interactivas.

El Anexo D contiene un paseo virtual que de una aplicación web (D1) con la que se puede navegar a través de los distintos procesos que formaron el oroclinal Ibero Armoricano y de las consecuencias que su formación tuvo en la corteza superior, en la corteza inferior y en la litosfera mantélica, tal y como están expuestos en esta tesis doctoral.

Los anexos D2 a D6 contienen los materiales adicionales citados en la tesis doctoral.



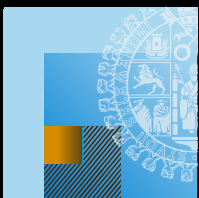
VNiVERSIDAD
D SALAMANCA

EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DEL OROCLINAL IBERO ARMORICANO GEOLOGÍA ESTRUCTURAL, MODELIZACIÓN ANÁLOGA Y GEOCRONOLOGÍA.

Daniel Pastor Galán
Tesis Doctoral

En esta tesis se ha estudiado la cinemática y dinámica del oroclinal Ibero Armoricano a través de la geología estructural, la modelización análoga y la geocronología de circones detríticos. De los datos presentados en este trabajo y publicados anteriormente se puede interpretar que el orógeno Varisco fue plegado alrededor de un eje vertical durante el Pensilvaniense superior en un proceso de 10 millones de años de duración. Las estructuras que se desarrollaron durante la formación del mismo, sugieren que el proceso de plegamiento se produjo debido a un cambio en el régimen de esfuerzos de este-oeste a norte-sur (en coordenadas actuales) lo que implicaría que el plegamiento se produjo por pandeo (buckling). Este proceso de plegamiento habría ocurrido a escala litosférica, que presumiblemente se deformó mediante el mecanismo de deformación longitudinal-tangencial. De acuerdo con la modelización análoga este plegamiento produciría una raíz litosférica bajo el núcleo del oroclinal producida posiblemente por plegamiento litosférico. Esta raíz habría dejado de ser estable gravitacionalmente en el límite Carbonífero-Pérmico, momento en el que comenzaría una inestabilidad tipo Rayleigh-Taylor que acabaría con el desprendimiento y hundimiento de la raíz litosférica en el manto astenosférico. Un proceso de desprendimiento litosférico como el descrito habría producido una inversión de la topografía como la que ha sido registrada en los circones detríticos.

In this PhD thesis the kinematics and dynamics of the Ibero-Armorican orocline have been studied at a lithospheric scale through structural analysis, analogue modelling and detrital zircon geochronology. With the data presented in this thesis and all the previous data published, a plausible overall interpretation is that the Variscan orogen was folded around a vertical axis during the Pennsylvanian during a period that lasted about 10 m.y during the Late Pennsylvanian. The structures developed during the formation of Iberian-Armorican orocline buckling suggest that this process occurred due to a large change in the stress field from E-W to N-S (in present day coordinates), which implies that the folding of the orogen was produced by the mechanism of buckling. The buckling process affected the whole lithosphere, which would have been deformed by a dominant mechanism of longitudinal-tangential strain. According to the experimental analogue models, the root formed in the lithospheric-mantle beneath the core of oroclinal was probably caused by lithospheric folding. This root became gravitationally unstable at around the Carboniferous-Permian boundary. At that time it could begin to develop a Rayleigh-Taylor instability ending with the detachment and sinking of the lithospheric-mantle in the asthenospheric-mantle. This process of lithospheric-mantle detachment would have produced an inversion of the topography as recorded by the detrital zircons.



VNiVERSIDAD
D SALAMANCA

Facultad D Ciencias

Departamento D Geología



Oroclines
Delamination
Relations &
Effects