

Mecanismos para la formación de foliaciones tectónicas superpuestas a pliegues: ejemplos en el orógeno varisco del NW de España

Mechanisms for the formation of tectonic foliations superimposed on folds: examples in the Variscan orogen of NW Spain

J. ALLER¹, F. BASTIDA¹ Y N. C. BOBILLO-ARES²

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

² Departamento de Matemáticas, Universidad de Oviedo, Avda. de Calvo Sotelo s/n, 33007 Oviedo, Asturias, España.
(e-mail: nilo@uniovi.es)

Resumen: En algunos sectores de las zonas Cantábrica y Asturoccidental-leonesa se ha desarrollado un clivaje incongruente con posterioridad a los principales pliegues variscos. Para su análisis se han considerado los siguientes mecanismos: *anti-flexural flow*, anti-deformación longitudinal tangencial inversa, deformación homogénea y deformación en las capas incompetentes por traslación de las competentes. Los tres primeros corresponden a mecanismos de plegamiento operando en sentido inverso. En la Zona Cantábrica, el mecanismo esencial de formación del clivaje incongruente es la deformación homogénea con máximo acortamiento subvertical. Cuando el clivaje tiene distinta orientación en los dos flancos, esta es probablemente debida a un plegamiento posterior, como lo indica la presencia frecuente de clivaje de crenulación. En el caso de la Zona Asturoccidental-leonesa, el clivaje incongruente tiene siempre distinta orientación en ambos flancos y su formación ha sido interpretada como debida a deformación en las capas incompetentes por traslación de las competentes a la que se superpone una deformación homogénea con dirección de máximo acortamiento paralela al plano axial.

Palabras clave: clivaje, plegamiento, deformación, modelización de estructuras, Orógeno varisco.

Abstract: In specific areas of the Cantabrian and Westasturian-Leonese zones, an oblique cleavage develops subsequently to the formation of the main Variscan folds. Several mechanisms have been considered for its analysis: *anti-flexural flow*, anti-tangential longitudinal strain, homogeneous strain and deformation of the incompetent layers by translation of the competent ones. The first three correspond to folding mechanisms operating in a reverse sense. In the Cantabrian Zone the main mechanism for the formation of the oblique cleavage is homogeneous strain with a sub-vertical maximum shortening. When the cleavage has a different orientation in both limbs, this is probably due to a subsequent folding event, as indicated by the common existence of crenulation cleavage. In the Westasturian-Leonese Zone the cleavage has always a different orientation in both limbs and its formation has been interpreted as a result of deformation of the incompetent layers by translation of the competent ones with a superposition of homogeneous strain with maximum shortening parallel to the axial plane.

Keywords: cleavage, folding, strain, modelling of structures, Variscan orogeny.

El clivaje es una estructura cuyo desarrollo implica una deformación por aplastamiento de la roca, así como cambios microestructurales y mineralógicos. Es, por consiguiente, el resultado de un proceso combinado de deformación y metamorfismo. Su desarrollo se encuentra habitualmente asociado al de pliegues, con los cuales guarda una clara relación geométrica, mostrando habitualmente una disposición paralela al plano axial, o bien en abanico (convergente o divergente), de forma que la disposición del clivaje presenta una tendencia a ser simétrica respecto al plano axial del pliegue y su intersección con las superficies de estratificación da lugar a una lineación cuya dirección coincide con la del eje del correspondiente pliegue. No obstante, hay casos en los que existe un clivaje, que habitualmente se desarrolla en las capas incompetentes, y cuya disposición en el pliegue se desvía de las citadas, siendo generalmente oblicuo al plano axial y dando a menudo lineaciones con direcciones diferentes de la del eje. Este clivaje ha sido interpretado esencialmente de dos maneras diferentes:

- Asociado al desarrollo del pliegue a lo largo de su evolución progresiva. Las estructuras donde sucede esto fueron denominadas «transected fold core» (núcleo de pliegue transecto) por Powell (1974) o simplemente «transected folds» (pliegues transectos) por Borradaile (1978).
- Originado en un evento posterior al plegamiento. Dentro de esta posibilidad caben dos situaciones distintas, según el clivaje posterior sea primario o secundario. Esta última situación es habitual cuando se superponen dos clivajes correspondientes a sendas fases diferentes de deformación, de forma que el primero está asociado al pliegue y tiene una disposición de plano axial o en abanico, mientras que el segundo, habitualmente de crenulación, lo corta.

El primer tipo de interpretación es habitual cuando el ángulo menor entre el clivaje y el plano axial es pequeño, existiendo una cierta controversia en la interpretación de los casos con ángulos mayores. La primera cita de pliegues presentando un clivaje primario con disposición anómala se debe a Alcock (1935) en New Brunswick (Canadá) y desde entonces las descripciones de esta disposición del clivaje han sido muy numerosas. Desde el punto de vista

puramente geométrico, y sin considerar las relaciones genéticas entre pliegues y clivaje, los pliegues con un clivaje anómalo fueron denominados «cross-cutted folds» (pliegues cortados) por Van der Pluijm (1990) u «oblique-cleavage folds» (pliegues con clivaje oblicuo) por Lafrance y Williams (1992). En el presente estudio usaremos el término «clivaje incongruente» para referirnos a clivajes con disposiciones anómalas, dado que este término no tiene connotaciones temporales y expresa de una manera sencilla que el clivaje no se adapta a las disposiciones más habituales, no teniendo por qué ser necesariamente oblicuo al plano axial.

En el sector del Macizo Ibérico situado en el NW de la Península se encuentran ejemplos excelentes de clivajes incongruentes que buzcan en muchos casos menos que la estratificación en ambos flancos del pliegue correspondiente, existiendo una fuerte oblicuidad entre los planos axiales de los pliegues y el clivaje. Esta oblicuidad, unida a la existencia de algunos pliegues asociados al clivaje, sugiere que este se formó en un evento posterior al que generó el pliegue cortado. La mayor parte de estos ejemplos se localizan en la Zona Cantábrica, aunque existe una localidad en la Zona Asturoccidental-leonesa, próxima a Burela, donde se ha desarrollado un clivaje de un tipo similar (Fig.1).

En la Zona Cantábrica, la primera descripción de un clivaje incongruente fue realizada por Savage (1961) en pizarras y areniscas carboníferas del sinclinal de Curavacas-Lechada (unidad del Pisuerga-Carrión). Sus observaciones sirvieron de base a de Sitter (1964) para definir el tipo de clivaje que denominó «clivaje concéntrico» y que consideró contemporáneo de los pliegues. Posteriormente, Van Veen (1965) y Savage (1967) vuelven a describir este clivaje en la misma estructura como un clivaje concéntrico asociado al desarrollo del pliegue mayor, si bien Savage observa que en ocasiones se presenta como de plano axial de pliegues en cascada. Lobato (1977), para explicar que el clivaje buza menos que la estratificación en ambos flancos del pliegue, acude a la teoría de Maxwell (1962), desarrollada a partir de sus observaciones en los Apalaches centrales, según la cual el clivaje sería el resultado de la rotación de filosilicatos durante la deformación de un sedimento no litificado, ayudada por presiones de fluido anormalmente

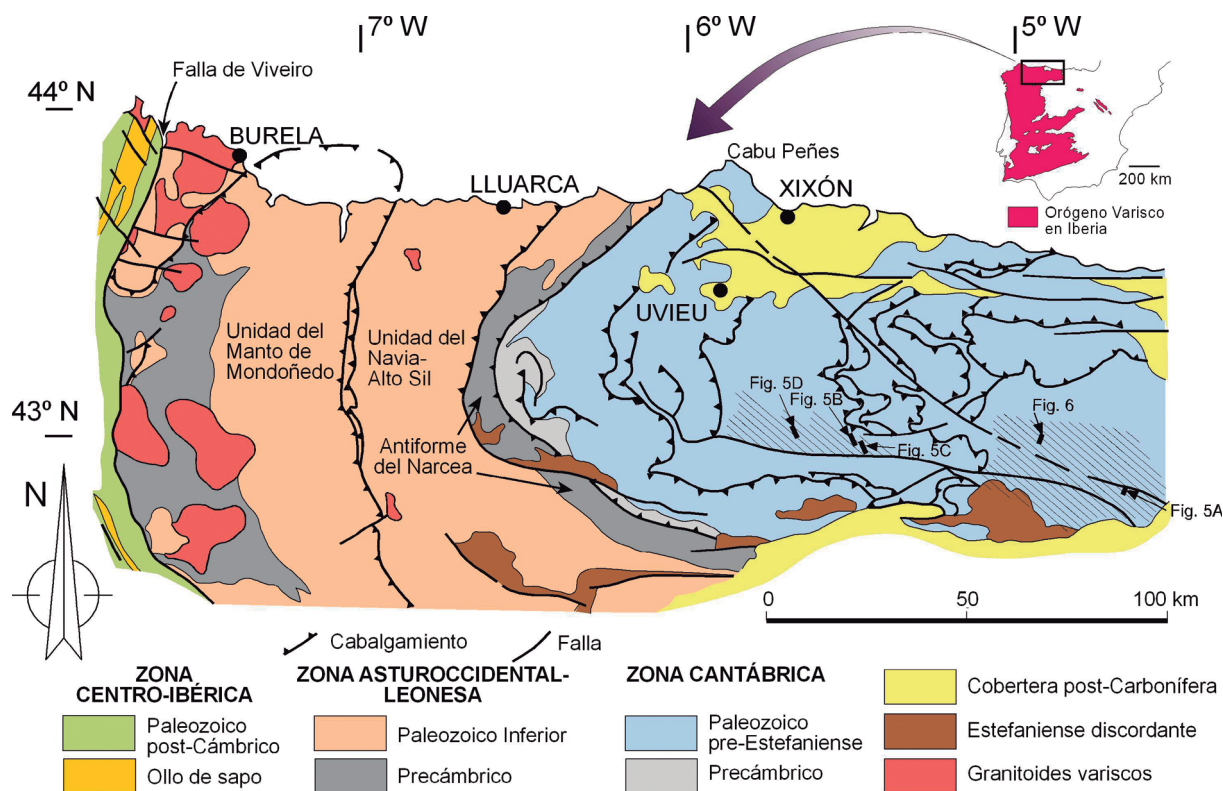


Figura 1. Esquema cartográfico con la situación de las localidades donde se desarrollan las foliaciones oblicuas estudiadas: Burela en la Zona Asturoccidental-leonesa y el área rayada en la Zona Cantábrica.

altas. Van der Pluijm *et al.* (1986) afirman que el clivaje buza menos en los flancos que la estratificación, mientras que en el núcleo del sinclinal aparece en posición de plano axial. Para explicar esta disposición del clivaje, estos autores interpretan que en los niveles más altos el plegamiento se produce por *bending*, generándose pliegues en cascada y clivaje poco inclinado, mientras que, con el aumento de la profundidad, el *buckling* se haría dominante y el clivaje pasaría a ser de plano axial. Heredia *et al.* (1990), Heredia (1991) y Rodríguez Fernández (1994) sugieren que el clivaje de bajo buzamiento podría tener relación con el emplazamiento de mantos en la zona donde se desarrolla. En los últimos años, diversos autores afirman que el clivaje incongruente corta los pliegues y es posterior a ellos (García-López *et al.*, 1999, 2007; Rodríguez Fernández, 2001; Aller *et al.* 2002; Bastida *et al.*, 2002), estando suavemente plegado debido a un reapretamiento posterior de estos (Rodríguez-Fernández, 2001; Aller *et al.*, 2002; Valín *et al.*, 2016). Interpretaciones similares han sido

realizadas para la cuenca de Guardo-Valderrueda y la unidad de Valsurbio, situadas inmediatamente al sur de la unidad del Pisuerga-Carrión (Alonso, 1987; Marín, 1997; García-López *et al.*, 2013).

Otra de las zonas donde se observa un clivaje incongruente poco inclinado se sitúa en la parte meridional de la Cuenca Carbonífera Central, en un área próxima a la falla de León (Aller, 1981, 1986). Este autor considera que esta foliación es posterior a los pliegues que corta y atribuye su desarrollo a la relación de los esfuerzos compresivos horizontales al final de la orogenia, lo que hace que predomine el esfuerzo asociado al peso de los materiales.

A lo largo de la costa cantábrica, en el sector NW de la Zona Asturoccidental-leonesa y junto a la localidad de Burela, se desarrolla un largo tren de pliegues de escala métrica, originados durante la primera fase de la deformación Varisca y en cuyos flancos, afectando a capas incompetentes, aparece una foliación

cortando los pliegues. Sus características fueron descritas por Martínez-Catalán (1985), quien asoció su desarrollo a un acortamiento aproximadamente en la dirección de buzamiento de las superficies axiales de los pliegues. En estos pliegues aparece localmente una foliación S_1 asociada a ellos, principalmente en capas competentes. No obstante, este clivaje ha sido generalmente obliterado por el clivaje posterior sin que se haya desarrollado un clivaje de crenulación.

Cuando el clivaje es posterior al pliegue sobre el que se desarrolla, este último sufre una transformación y su geometría cambia a la vez que pueden aparecer nuevas estructuras. En los casos que se analizan en el presente trabajo, estas modificaciones se producen sin que exista un replegamiento generalizado con la formación de fenómenos de interferencia de pliegues. El conocimiento de los mecanismos cinemáticos que sufrió el pliegue como resultado de la formación del clivaje y de las estructuras asociadas puede permitirnos explicar cómo se desarrolló dicho clivaje y su distribución y posición dentro del pliegue. En el presente estudio, se utilizará el *software* Mathematica y una nueva versión del programa FoldModeler, que permite conocer la distribución de la deformación en perfiles de capas plegadas (Bobillo-Ares *et al.*, 2004), para realizar un análisis de estos mecanismos. En consecuencia, los modelos analizados son bidimensionales, si bien en algún caso permiten obtener conclusiones sobre lo que ocurre en la tercera dimensión. Los modelos serán posteriormente aplicados al estudio de los casos de pliegues cortados por clivaje que se desarrollan en el NW de la Península Ibérica.

Posibles mecanismos para el desarrollo de clivajes en un evento posterior a un plegamiento

En todos los casos descritos anteriormente, la mayoría de los autores han considerado que el clivaje incongruente es el resultado de un acortamiento tardivo global vertical o fuertemente inclinado asociado a un reajuste gravitacional del orógeno y que, por tanto, es posterior a los pliegues variscos sobre los que se desarrolla (Aller, 1981, 1986; Martínez Catalán; 1985; Alonso, 1987; Marín, 1997; García-López *et al.*, 1999, 2007, 2013; Rodríguez Fernández, 2001; Aller *et al.* 2002; Bastida *et al.*, 2002). Los mecanismos implicados en estos proce-

dos deben producir en muchos casos una apertura de los pliegues afectados, siendo en parte los mismos que actúan en la generación de pliegues, pero actuando en sentido inverso, es decir, en el sentido de desplegar las estructuras previas. Teniendo en cuenta que los clivajes incongruentes estudiados se desarrollan preferentemente en capas incompetentes plegadas, en el presente estudio se considerarán, como posibles mecanismos generadores de estos clivajes, los siguientes:

- *Anti-flexural flow*.
- Anti-deformación longitudinal tangencial inversa.
- Deformación homogénea.
- Deformación en las capas incompetentes por traslación de las competentes.

Obsérvese que, desde el punto de vista geométrico, la misma intensidad de la deformación necesaria para generar el pliegue inicial por *flexural flow* es la que se requiere para su despliegue por *anti-flexural flow*. Esto mismo es también aplicable al caso de pliegues formados por deformación longitudinal tangencial inversa o por deformación longitudinal tangencial (o plegamiento con línea neutra). Este último mecanismo no ha sido considerado porque apenas produce deformación en los flancos y afecta principalmente a capas competentes, por lo que no resulta relevante para el estudio del clivaje incongruente.

Los mecanismos citados pueden obviamente combinarse para dar lugar a deformaciones más complejas en las que varios de ellos pueden intervenir en una proporción y un orden determinados.

«*Anti-flexural flow*»

Es un mecanismo que tiene propiedades comparables a las del *flexural-flow*, aunque los desplazamientos, tangenciales a la capa, se producen en sentido contrario a los implicados en este último mecanismo, de forma que el pliegue previo se va abriendo y perdiendo amplitud. Por consiguiente, en dos dimensiones y partiendo de un pliegue paralelo, el *anti-flexural flow* es un mecanismo que conserva la longitud de los límites de la capa plegada y de sus líneas materiales paralelas, el espesor ortogonal de esta y el área en todas las partes de su perfil. El va-

lor absoluto de la deformación por cizalla es aproximadamente igual al valor absoluto del incremento, siempre negativo, de buzamiento, considerado desde el estadio inicial y medido en radianes. Un ejemplo de la geometría y distribución de la deformación originadas por este mecanismo, construido mediante el programa FoldModeler (Bobbillo-Ares *et al.*, 2004), se muestra en la Fig. 2. Como puede observarse en este ejemplo, solo en estadios muy avanzados del despliegue se produce una deformación suficiente para inducir el desarrollo de clivaje (se asume que el clivaje implica un acortamiento mínimo del 30%; Southwick, 1987; Passchier y Trouw, 2005). El clivaje se iniciaría en la parte media de los flancos y su desarrollo sería más intenso y estaría más extendido cerca del arco interno de la capa plegada. La disposi-

ción de este clivaje respecto al pliegue sería en abanico fuertemente convergente.

Anti-deformación longitudinal tangencial inversa

La deformación longitudinal tangencial inversa es un mecanismo descrito por Ramsay y Huber (1987, pp. 461-462) para explicar la distribución de la deformación en una capa incompetente plegada situada entre dos capas competentes que han sufrido deformación longitudinal tangencial. Se trata de un mecanismo difícil de modelizar cuantitativamente, ya que, desde un punto de vista geométrico, la distribución de la deformación depende de los espesores de la capa incompetente y de las capas competentes

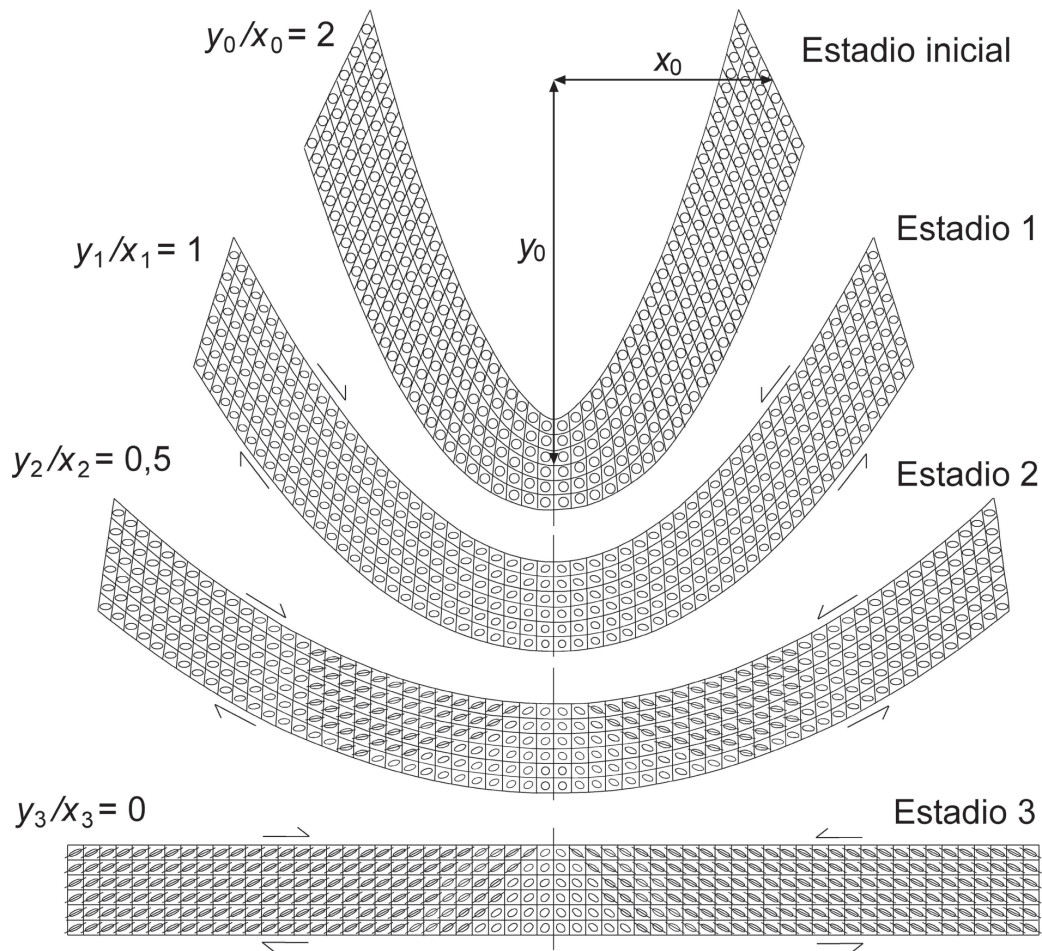


Figura 2. Simulación con el programa FoldModeler del despliegue progresivo de una estructura por el mecanismo de *anti-flexural flow*, mostrando la distribución de la deformación asociada a este mecanismo dentro de la capa.

adyacentes, así como de la geometría de las superficies plegadas. De acuerdo con los citados autores, este mecanismo produciría una deformación por cizalla paralela a la capa de una intensidad mayor que la del *flexural flow* y en el mismo sentido que la de este.

Por analogía con el *anti-flexural flow*, la anti-deformación longitudinal tangencial inversa produciría un despliegue con la máxima deformación por cizalla localizada en la parte media de los flancos, aunque con mayor extensión e intensidad que en el caso del *anti-flexural flow*. Asimismo, el carácter convergente del clivaje sería más acusado en este caso.

Deformación homogénea

Una deformación homogénea con un máximo acortamiento vertical o fuertemente inclinado afectando a pliegues existentes daría lugar a una modificación de la geometría de estos dependiendo de su forma original (Fig. 3). Si el pliegue original es recto o inclinado no volcado, esta deformación tiende a desplegar la estructura previa, mientras que, si el pliegue es volcado, esta deformación puede apretar o abrir la estructura dependiendo del buzamiento de los flancos. Si el acortamiento fuera suficientemente grande se desarrollaría un clivaje horizontal o de buzamiento

suave cortando el pliegue. Esta deformación también produciría una modificación en la geometría de las capas plegadas, dependiendo de la geometría y posición del pliegue original. Los pliegues de las subclases 1A, 1B y 1C seguirán siendo de la clase 1, aunque pueden cambiar de subclase como consecuencia de esta modificación; los pliegues de las clases 2 y 3 permanecerán dentro de sus clases.

Es interesante considerar en este mecanismo el carácter tridimensional de la deformación. Si la dirección de máxima elongación es perpendicular al perfil del pliegue, este puede abrirse sin que se produzca necesariamente alargamiento horizontal en el plano del perfil. Si la dirección de máxima elongación está contenida en el plano del perfil, el despliegue de la estructura será más acusado que en el caso anterior.

Un ejemplo de deformación homogénea oblicua al plano axial de un pliegue preexistente ha sido descrito por Treagus *et al.* (2003) para el anticlinal de Rhoscolyn (Holy Island, Anglesey, Gales).

Deformación de las capas incompetentes por traslación de las competentes (o mecanismo de traslación).

Una posibilidad de deformación en pliegues cuando sufren un acortamiento en la dirección de la traza

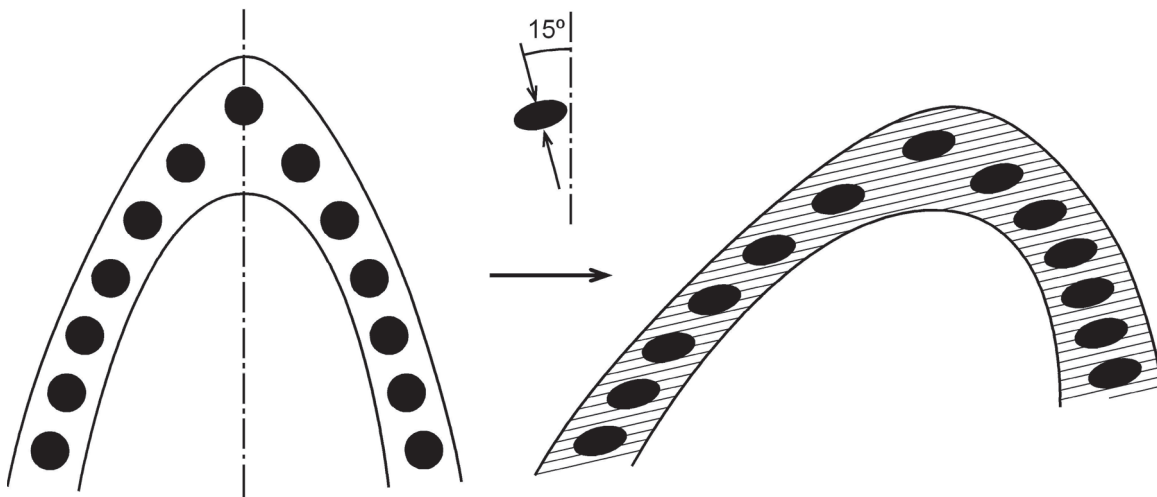


Figura 3. Transformación de un pliegue por la superposición de una deformación homogénea por cizalla pura con dirección de máximo acortamiento ($\sqrt{\lambda_2} = 0,7$) formando 15° con la traza axial. En la configuración deformada se muestran elipses de la deformación y la disposición del clivaje.

axial sobre el perfil del pliegue es que las competentes sufran una traslación relativa en la dirección de máximo acortamiento global, de forma que uno de los límites de la capa incompetente se acerque al otro y la deformación se concentre en dicha capa (Fig. 4). Para simplificar la terminología, este mecanismo será denominado en lo que sigue «mecanismo de traslación». Este implica una disminución de área en el plano del perfil del pliegue y, en caso de que no haya una disminución importante de volumen, un alargamiento en la dirección de la charnela; asimismo, requiere un confinamiento lateral en una dirección perpendicular al plano axial. Se trata de un mecanismo que no tiene equivalente en la cinemática del plegamiento y no produce un despliegue de las estructuras previas. Es un mecanismo no descrito hasta el momento, aunque perfectamente posible desde un punto de vista geométrico, cuyas características se analizarán a continuación.

Para modelizar este mecanismo, los arcos externo e interno de la capa incompetente plegada se definen por arcos de secciones cónicas que pueden obtenerse, en el caso de pliegues reales, mediante los métodos de clasificación puestos a punto por Aller *et al.* (2004) y Lisle *et al.* (2006). La descripción del mecanismo es

como sigue. Sea P_0 un punto del arco interno (Fig. 4). La recta normal a dicho arco por P_0 , con dirección definida por el vector unitario $\hat{\mathbf{N}}$, corta al arco externo en el punto fijo Q . Con la deformación, las partículas del arco interno se trasladan una distancia t en la dirección del eje común de ambas cónicas (traza axial), caracterizada por el vector unitario $\hat{\mathbf{e}}$. Así, la partícula en P_0 se traslada al punto P_t ; por otra parte, una partícula en el punto P del segmento P_0Q se traslada también paralelamente al eje hasta el punto de intersección, p_t , con el segmento P_tQ (Fig. 4).

Un pliegue de una clase determinada en la clasificación de Ramsay continúa siendo de la misma clase tras la actuación de este mecanismo. Por otro lado, la magnitud de la traslación t está limitada por la geometría del pliegue y debe ser menor que la distancia mínima entre los límites de la capa, medida en la dirección de la traza axial.

Un ejemplo de modelización de este mecanismo puede verse en la Fig. 5, en la que los límites de la capa son parabólicos. La figura se ha obtenido con el *software* Mathematica, sustituyendo la capa plegada por una red de cuadriláteros, que son transformados por el mecanismo descrito. Comparando los cua-

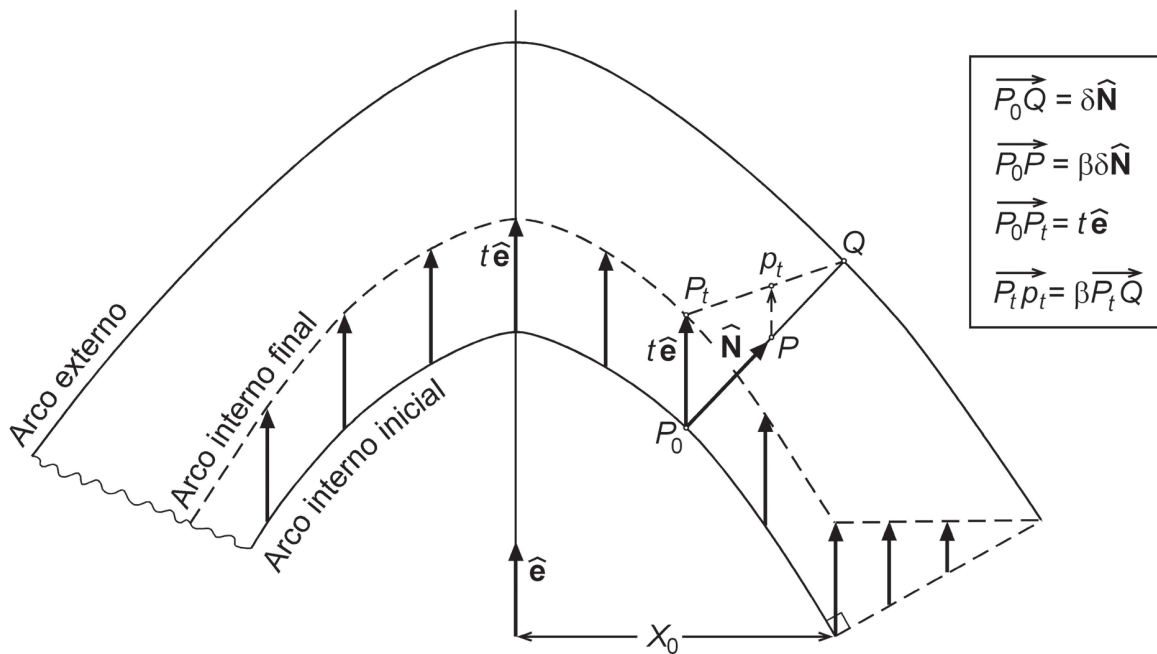


Figura 4. Esquema que muestra el fundamento geométrico del mecanismo de deformación de las capas incompetentes por traslación de las competentes.

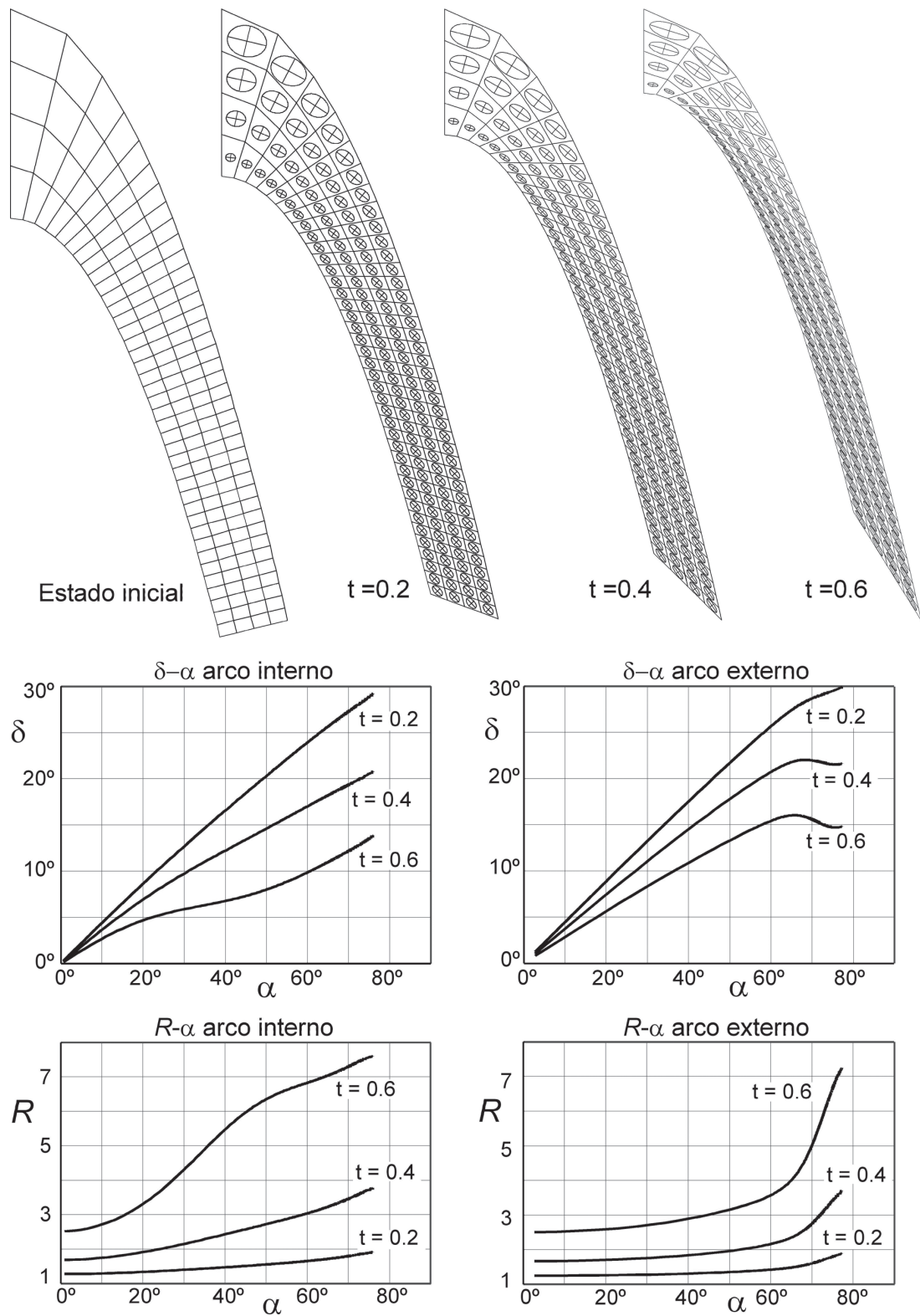


Figura 5. Simulación con el *software* Mathematica de tres estadios que muestran el resultado del desarrollo progresivo de un mecanismo de traslación. Se presentan además las curvas que muestran la variación con la deformación del ángulo (δ) de oblicuidad y del cociente (R) entre los ejes mayor y menor de la elipse de la deformación en función del buzamiento (α).

driláteros original y deformado es posible obtener aproximadamente la deformación en cada punto (ver Bobillo-Ares *et al.*, 2004, sección 6). En dicha figura se presentan tres estadios sucesivos de aplicación del mecanismo con distintos valores de la traslación t . La deformación sufrida por la capa queda de manifiesto por la distribución de las elipses de deformación dibujadas sobre el perfil de los pliegues y por las curvas que muestran la variación, en función del buzamiento (α), del ángulo de oblicuidad (δ) de los ejes mayores de las elipses con el trazado de los arcos externo e interno de la capa, y del cociente (R) entre los ejes mayor y menor de la elipse de la deformación.

Análisis de foliaciones tectónicas superpuestas a pliegues en el NW España

En los pliegues naturales estudiados no se han encontrado las foliaciones fuertemente convergentes que se desarrollan cuando actúan los mecanismos de *anti-flexural flow* y de anti-deformación longitudinal tangencial inversa, por lo cual estos mecanismos han sido descartados en el análisis que sigue, que se concentrará en los otros mecanismos anteriormente considerados: deformación homogénea y mecanismo de traslación.

Clivaje incongruente en la zona Cantábrica (ZC)

Dentro de esta zona, el clivaje incongruente se ha desarrollado principalmente en rocas incompetentes (pizarras o margas) de la parte meridional de la Cuenca Carbonífera Central y de diversas áreas de la unidad del Pisuerga-Carrión y del domo de Valsurbio (Fig. 1). Las características comunes de este clivaje son: a) buzamiento menor que la estratificación en los dos flancos del pliegue en que aparece y b) dar lugar a menudo a una gran dispersión de la orientación de sus lineaciones de intersección con la estratificación. Como consecuencia, el clivaje corta el plano axial de los pliegues y, aunque ha habido otras explicaciones sobre su desarrollo (de Sitter, 1964; Van Veen, 1965; Savage, 1967; Lobato, 1977; Van der Pluijm *et al.*, 1986), se admite actualmente por lo general que el clivaje se ha desarrollado con posterioridad a los pliegues en que se encuentra y que es el resultado

de un acortamiento global subvertical (Aller, 1981, 1986; Alonso, 1987; Marín, 1997; García-López *et al.*, 1999, 2007, 2013; Rodríguez Fernández, 2001; Aller *et al.*, 2002; Bastida *et al.*, 2002; Valín *et al.*, 2016). De hecho, este mismo clivaje es de plano axial de algunos pliegues suaves o abiertos acostados, que son poco abundantes, debido probablemente a la oblicuidad entre la compresión que produjo los pliegues y la estratificación (Aller, 1986; Marín, 1997). De acuerdo con la disposición del clivaje con relación a los pliegues que corta, pueden distinguirse dos situaciones:

- La orientación del clivaje es prácticamente constante a través del pliegue (Fig. 6).
- La orientación del clivaje varía de un flanco a otro del pliegue, de forma que el clivaje en los flancos forma un ángulo, que es siempre mayor que el ángulo entre flancos del pliegue; ambos ángulos se abren hacia la misma dirección (Fig. 7).

En el primer caso, parece claro que el clivaje ha sido el resultado de una deformación igual o similar en ambos flancos del pliegue. Este hecho parece indicar una deformación homogénea superpuesta al pliegue previo con el eje menor del elipsoide aproximadamente perpendicular a las superficies de clivaje. Este mecanismo se ve favorecido por el hecho de que el clivaje se desarrolle en sucesiones siliciclásticas en las que abundan tramos donde dominan las pizarras. Con posterioridad a su formación, los pliegues y el clivaje incongruente sufrieron un basculamiento hacia el norte y una deformación interna como resultado de la orogénesis alpina posterior y puede asumirse que el clivaje incongruente era originalmente subhorizontal (García-López *et al.*, 1999; Pulgar *et al.*, 1999). El hecho de que los pliegues cortados por este clivaje sean unas veces volcados y otras no, hace que esta deformación homogénea superpuesta pueda cerrar o abrir dichos pliegues según los casos.

Cuando el clivaje varía de orientación de un flanco a otro, como en el ejemplo de la Fig. 7, este hecho puede ser un rasgo primario del clivaje asociado a su mecanismo de formación o puede ser debido a una deformación posterior del mismo que conllevaría un apretamiento del pliegue en el que se ha desarrollado (Rodríguez Fernández, 1994). La presencia de

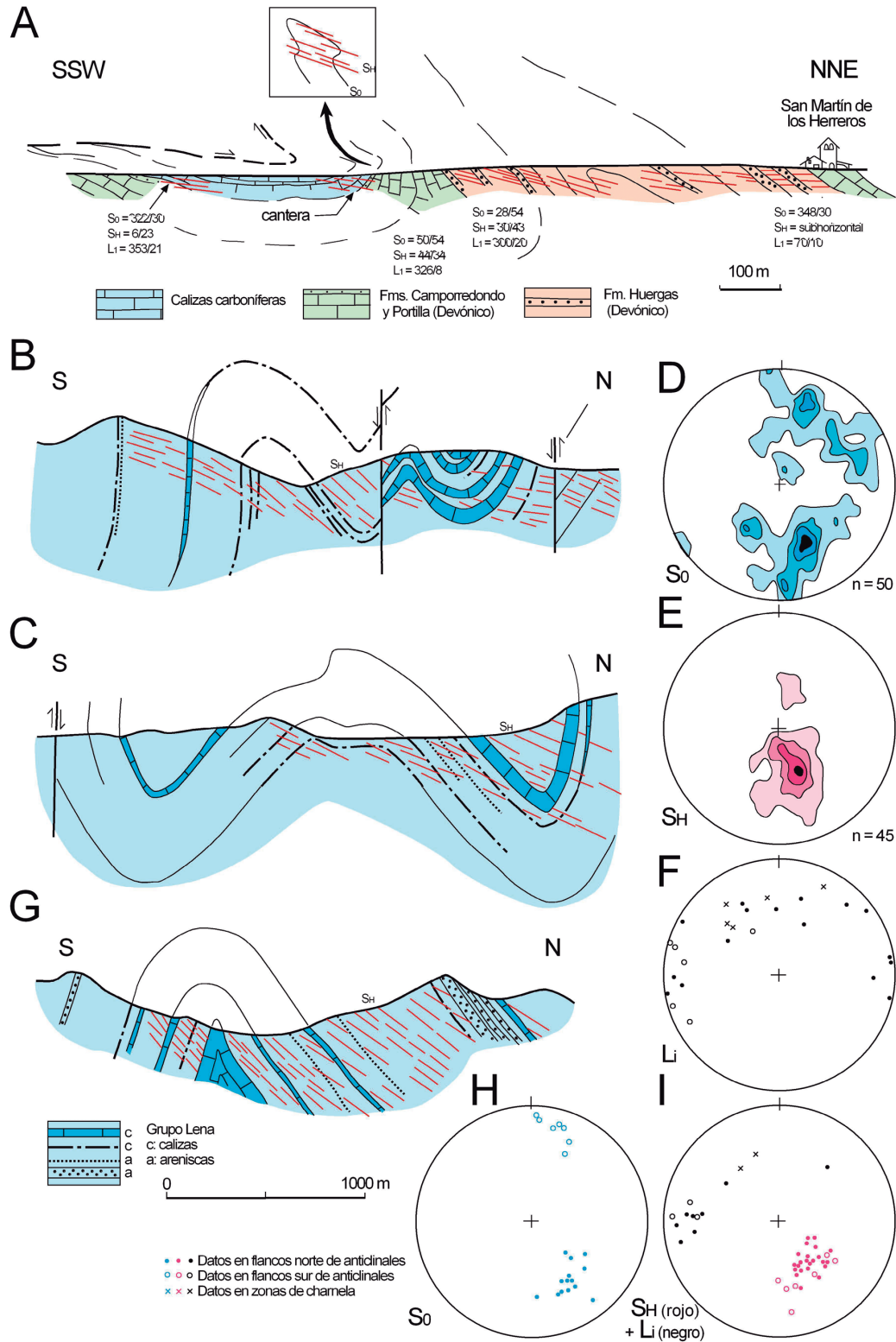


Figura 6. Cortes geológicos mostrando clivaje incongruente S_H con orientación constante a través de los pliegues. La situación de los cortes puede verse en la Fig. 1. A) corte en la unidad de Valsurbio (según Marín, 1997); B, C y G) cortes en la parte meridional de la Cuenca Carbonífera Central (según Aller, 1986); D) proyección equiareal de polos de estratificación para los cortes B y C (contornos a 0, 4, 8 y 12%); E) proyección equiareal de polos de clivaje S_H para los cortes B y C (contornos a 0, 10, 20 y 30%); F) proyección equiareal de orientaciones de la lineación de intersección S_0 - S_H para los cortes B y C; H) proyección equiareal de polos de estratificación para el corte G; I) proyección equiareal de polos de clivaje S_H y de orientaciones de la lineación de intersección S_0 - S_H para el corte G.

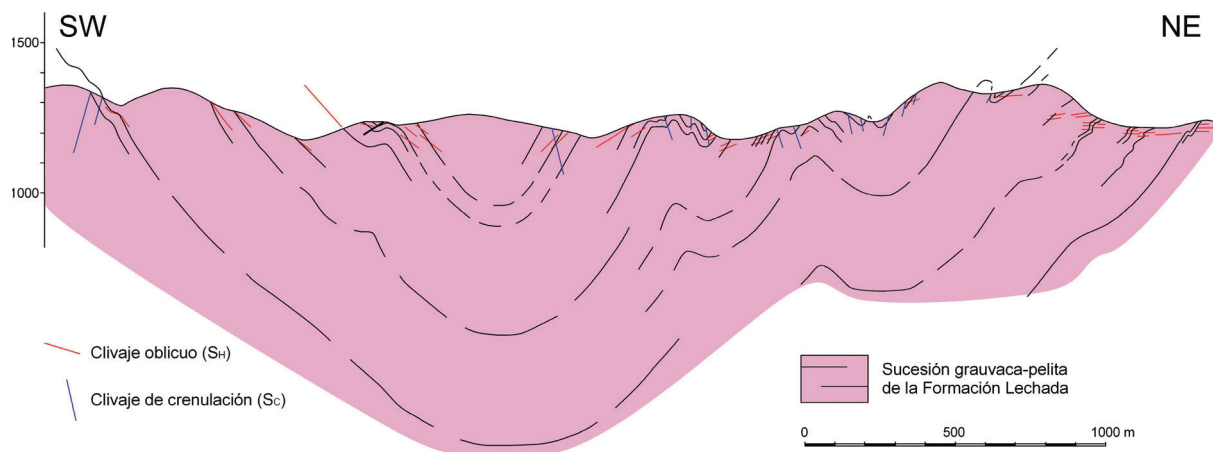


Figura 7. Corte geológico del sinclinal de Curavacas-Lechada en la transversal de Portilla de la Reina (unidad del Pisuerga-Carrión). La situación del corte puede verse en la Fig. 1.

clivaje de crenulación con carácter local afectando al clivaje incongruente en algunos pliegues sugiere la segunda alternativa como una buena explicación. Aparte de esta peculiaridad, el mecanismo de formación del clivaje incongruente podría ser el mismo que el descrito para el resto de los pliegues de la Zona Cantábrica con este tipo de clivaje, aunque no se puede descartar alguna participación del mecanismo de traslación.

Clivaje incongruente en la Zona Asturoccidental-leonesa

En la Zona Asturoccidental-leonesa, la deformación se desarrolló en tres fases, de manera que la primera (D_1) y la tercera (D_3) son de plegamiento, mientras que la segunda (D_2) dio lugar a cabalgamientos y zonas de cizalla (Marcos, 1973). El desarrollo de los pliegues de tercera fase modificó profundamente la geometría de los de la primera dando lugar a figuras de interferencia del tipo 3 de Ramsay (1967) y a un clivaje de crenulación que en ocasiones corta los pliegues de fase 1. Este clivaje no será considerado aquí, restringiendo nuestro análisis al desarrollado en una etapa tardía en el sector de la costa cantábrica localizado en la zona portuaria de Burela (Lugo) y en su prolongación SE (Fig. 1). En este sector existe un afloramiento de más 1 km de longitud en el que aparece un tren de pliegues D_1 de escala métrica que han sido analizados por diversos autores (Bastida y Pulgar, 1978; Martínez-Catalán, 1985;

Bastida *et al.* 2010) (Fig. 8). Los pliegues se han desarrollado en un *multilayer* cámbrico constituido por capas competentes muy irregulares de areniscas de grano grueso y abundante estratificación cruzada, alternando con capas incompetentes de pelitas con alta participación volcánica y abundantes porfiroblastos de feldespatos. Estos pliegues D_1 son apretados, volcados y vergentes hacia el E y con ejes subhorizontales y con dirección NNE – SSW. Una estructura muy frecuente asociada a estos pliegues son los budines, cuyos cuellos tienen la dirección de los ejes de los pliegues. La morfología original de estos budines ha sido notablemente modificada por deformación posterior, de tal manera que a menudo se encuentran engrosados y acortados, y a veces suavemente plegados.

La foliación S_1 asociada a los pliegues solo se observa claramente en algunas capas competentes y mucho más raramente en las incompetentes, principalmente en la zona de charnela, donde a veces está indicada por la presencia de algunas venas de cuarzo relictas suavemente plegadas y cuyo trazado general es paralelo a la superficie axial de los pliegues D_1 (Fig. 8B). En las capas incompetentes aparece una foliación oblicua (S_{ob}) claramente posterior a los pliegues (Fig. 8), observándose que, debido a la naturaleza de las rocas donde se desarrolla, se trata de una foliación grosera que oblitera la foliación anterior, no presentando los rasgos de un clivaje de crenulación característicos de una segunda foliación tectónica en

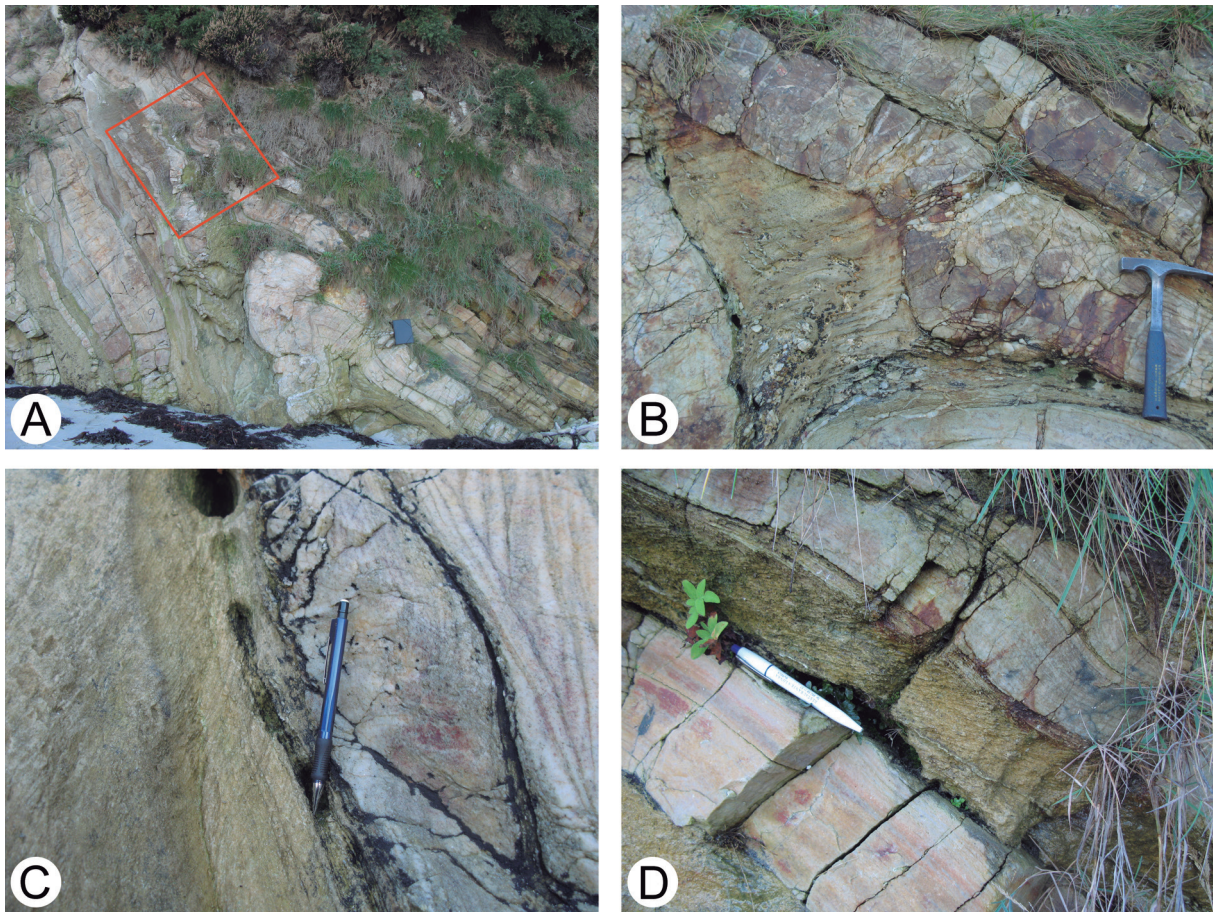


Figura 8. Pliegues de Burela mostrando el desarrollo de clivaje incongruente. A) pliegue volcado D_1 con un gran espacio de dilatación en la charnela de una capa incompetente y en cuyos flancos se observan, en el recuadro rojo, pliegues suaves formados en relación con el clivaje incongruente. B) espacio de dilatación en la charnela de una capa incompetente mostrando la disposición del clivaje incongruente; también se observan delgadas venas de cuarzo suavemente plegadas que muestran el trazado de la S_1 y formadas en relación con la compresión que dio lugar al clivaje incongruente. C y D) disposición del clivaje incongruente en un flanco inverso (C) y otro normal (D). En todas las fotografías el SE está a la izquierda.

rocas pelíticas. Una proyección en la que se muestra la relación entre el buzamiento α de las capas (tomando como buzamiento cero el de la charnela de los pliegues) y el ángulo que forma la S_{ob} con la estratificación (ángulo de oblicuidad, δ) para diversos pliegues de la sección estudiada se muestra en la Fig. 9. Salvo excepciones localizadas en las zonas de charnela, los puntos de esta gráfica muestran ángulos de oblicuidad entre 10 y 40°, con un máximo entre 20 y 30°. En las zonas de charnela, esta foliación oblicua suele aparecer en las rocas incompetentes que ocupan los espacios de dilatación que se forman en dichas zonas cuando los pliegues son muy apretados y tienden a una morfología chevron. En estos casos, la S_{ob} tiende a ser paralela a la estratificación en el arco interno de la capa incompetente, aunque

hacia los flancos, pero muy cerca de la charnela, la S_{ob} pasa a formar un ángulo grande con la estratificación. Hacia el arco externo de la zona de charnela de la capa incompetente, el trazado de la S_{ob} tiende a ser perpendicular al del plano axial de los pliegues. En los flancos normales de los pliegues D_1 la S_{ob} buza menos que la estratificación, mientras que en los flancos inversos la S_{ob} buza más que la estratificación o en sentido opuesto a esta. Como consecuencia, los planos que definen la orientación de la S_{ob} en ambos flancos forman un ángulo mayor que el ángulo entre flancos del correspondiente pliegue. En algunas ocasiones se observan, en capas competentes, pliegues muy suaves acostados que tienen la S_{ob} de plano axial (Fig. 8A), por lo que parecen asociados al desarrollo de esta. Estos pliegues y los budines acortados

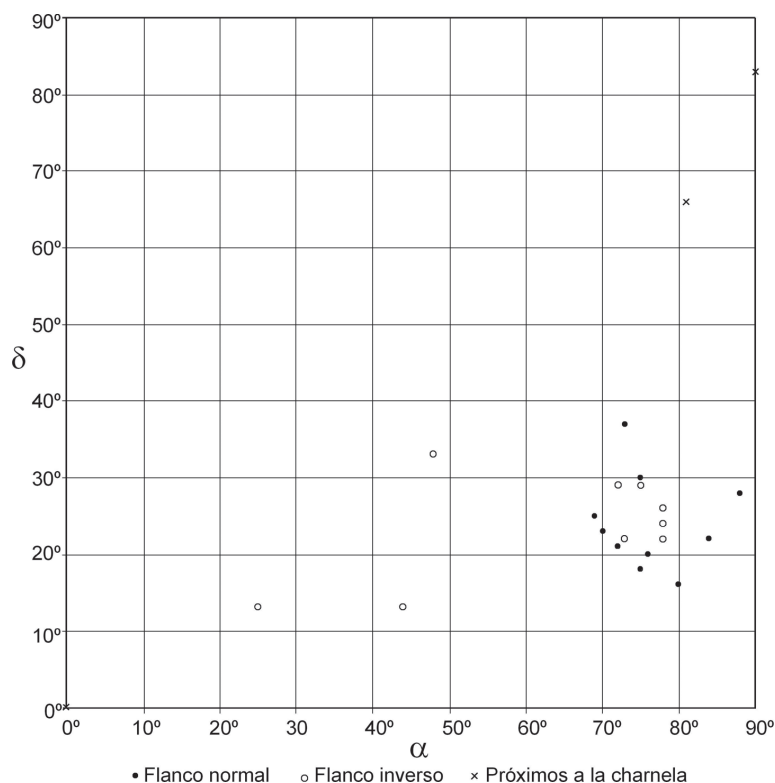


Figura 9. Diagrama que muestra el ángulo de oblicuidad δ del clivaje S_{ob} frente al buzamiento de las capas, tomando como buzamiento cero el de la charnela del pliegue.

ya descritos indican que los pliegues D_1 han sufrido un acortamiento subvertical con posterioridad a su formación.

Las características del clivaje incongruente descritas para los pliegues de Burela pueden ser explicadas en gran medida por el mecanismo de traslación descrito anteriormente. No obstante, resulta difícil de producir por este mecanismo ángulos de oblicuidad superiores a 20° , por lo que es necesario recurrir a un mecanismo adicional para explicar los ángulos de oblicuidad observados en muchos casos (entre 20° y 30°). De hecho, los budines acortados y los pliegues suaves acostados implican una deformación heterogénea local de las rocas competentes que ha debido afectar también a las incompetentes. No obstante, en la mayor parte de cada pliegue, y sobre todo en los flancos, la compresión que produjo localmente estas estructuras ha debido dar lugar al desarrollo de una deformación cuasi-homogénea moderada, con máximo acortamiento en la dirección de la traza axial de los pliegues. Esta deformación homogénea, superpuesta al mecanismo de traslación, explicaría el desarrollo de ángulos de

oblicuidad como los observados en muchos pliegues del sector. Dado que estos son muy apretados y no parecen haber sufrido un proceso apreciable de despliegue y apertura, se puede asumir que la deformación debió producirse con disminución de área en el perfil del pliegue, escaso o nulo alargamiento en la dirección perpendicular al plano axial y alargamiento en la dirección de la charnela, para evitar una disminución grande de volumen.

Para visualizar la geometría del plegamiento producido por una combinación del mecanismo de traslación y de deformación homogénea, se ha representado en la Fig. 10 un ejemplo en el que se muestra el resultado de la modelización de un flanco de una capa incompetente plegada cuya geometría se aproxima a la de los pliegues del sector de Burela, con una forma de tipo chevron en el techo e hiperbólica en el muro. Como en el techo, al ser el buzamiento constante a lo largo del flanco, los valores de δ y R varían mucho menos que en el muro, el análisis se ha centrado en los resultados obtenidos en el muro. Como puede verse en la Fig. 10D y E, el efecto de la deformación homogénea es aumentar el ángulo

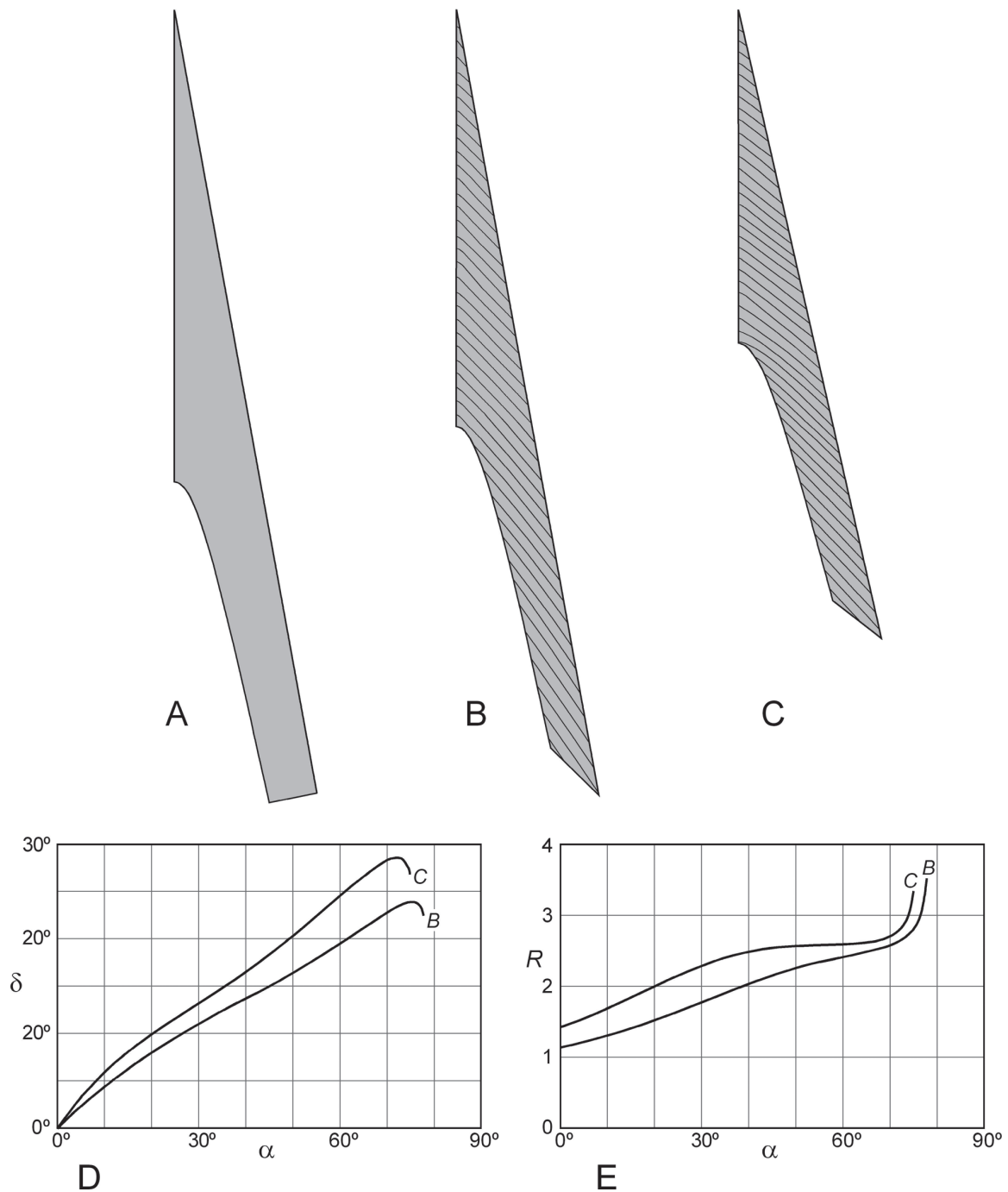


Figura 10. Simulación de la evolución de un flanco con geometría general comparable a la de las capas incompetentes plegadas de las estructuras de Burela. A) pliegue inicial. B) pliegue después de la aplicación de un mecanismo de traslación con $t = 0,6$. C) pliegue formado a partir del estadio B tras la aplicación de una deformación homogénea con dirección de máximo acortamiento paralelo a la traza axial del pliegue ($\sqrt{\lambda_2} = 0,8$) y con $\sqrt{\lambda_1} = 1$. En B y C se han dibujado las trayectorias de la dirección principal deformada correspondiente a λ_1 . D) curvas del ángulo de oblicuidad δ frente al buzamiento α . E) curvas del cociente R entre los ejes de la elipse de la deformación frente al buzamiento α . Las curvas B y C corresponden respectivamente a los estadios del plegamiento representados en B y C. En la modelización se ha prescindido de la inclinación del plano axial, considerando que los pliegues son rectos.

de oblicuidad δ y el valor de R y disminuir el valor de buzamiento máximo del flanco. Puede observarse además que la máxima oblicuidad se produce cerca del buzamiento máximo y que el valor de R crece a medida que aumenta el buzamiento. La deformación descrita implica una disminución global de área en las capas incompetentes, que en el caso del pliegue de la Fig. 10 es del 35%. En el caso de los pliegues de Burela, la disminución de área debería ser compensada por un alargamiento en la dirección de la charnela cuya magnitud depende de la posible pérdida de volumen sufrida por el material incompetente. Si no hay cambio de volumen, el alargamiento, en el caso del pliegue modelizado, sería del 54%, mientras que con una disminución de volumen del 35% no se necesitaría alargamiento en la dirección de la charnela. Por su parte, en las rocas competentes es difícil que el material sufra una disminución de área apreciable y un alargamiento grande en la dirección de la charnela, teniendo en cuenta las condiciones de bajo metamorfismo en que se ha producido la deformación. Si no hay cambio apreciable de área en estas rocas, cualquier alargamiento en la dirección de la charnela debe implicar un aumento de volumen. Un cierto alargamiento en la dirección de la charnela combinado con una disminución moderada de volumen en las capas incompetentes por disolución y el correspondiente aumento de volumen en las competentes es probablemente la opción más razonable para la deformación implicada en los mecanismos descritos. La presencia frecuente de venas de cuarzo en las rocas competentes, transversales o formando ángulo grande con la charnela, puede probablemente relacionarse con este alargamiento y aumento de volumen. El cuarzo podría proceder en parte de la actuación de los mecanismos implicados en la formación del clivaje incongruente.

Conclusiones

Para analizar los mecanismos cinemáticos que dieron lugar a clivajes incongruentes desarrollados sobre pliegues previos en diversas localidades de NW de España se han considerado diversos mecanismos que, en algunos casos, son los mismos que generan pliegues, aunque actuando en el sentido opuesto, es decir, en el de abrir los pliegues preexistentes. De los mecanismos considerados, el *anti-flexural flow* y

la anti-deformación longitudinal tangencial inversa requieren un despliegue grande de las estructuras para generar clivaje, en cuyo caso podrían producir clivajes fuertemente convergentes que no han sido observados en los pliegues reales analizados.

Una deformación homogénea con máximo acortamiento subvertical, superpuesta sobre pliegues preexistentes, es el mecanismo dominante en los casos de la Zona Cantábrica en los que el clivaje incongruente tiene una orientación constante a través del pliegue. Este mecanismo es probablemente el más importante cuando los materiales incompetentes dominan en el «multilayer». El hecho de que el clivaje incongruente tenga distinta orientación en ambos flancos de algunos pliegues de esta zona, asociado con la presencia de clivaje de crenulación, puede ser explicado por un reapretamiento de la estructura con posterioridad al desarrollo del clivaje incongruente.

Para explicar el clivaje cortando pliegues que aparece en el sector costero de Burela y que presenta distinta orientación en los dos flancos de un mismo pliegue, ha sido necesario definir un nuevo mecanismo, que no tiene equivalente en la cinemática del plegamiento y que implica deformación de las capas incompetentes por traslación y acercamiento, en la dirección de la traza axial, de los límites con las competentes adyacentes. La actuación de este mecanismo no despliega el pliegue previo ni cambia la clase de este en la clasificación de Ramsay, dando lugar a una disminución del área en el perfil del pliegue que debe ser compensada por un alargamiento en la dirección de la charnela dependiente de la disminución de volumen. Tal mecanismo, combinado con la superposición de una deformación moderada con tendencia homogénea y dirección de máximo acortamiento en la dirección de la traza axial, permite explicar la disposición del clivaje incongruente de los pliegues del sector de Burela, que implicaría una disminución moderada de volumen en las capas incompetentes y aumento también moderado en las competentes.

Agradecimientos

Este artículo trata de ser una contribución al merecido homenaje que la revista *Trabajos de Geología* dedica al profesor Alberto Marcos Vallauré. Los autores

geólogos desean además mostrarle su agradecimiento como maestro y compañero durante muchos años. Agradecemos las sugerencias y comentarios realizados por Sergio Llana Fúnez que han contribuido notablemente a mejorar el manuscrito. El trabajo ha sido financiado por el Proyecto CGL2015-66997-R del Ministerio de Economía y Competitividad.

BIBLIOGRAFÍA

- ALCOCK, F. J. (1935): Geology of the Chaleur Bay region. *Canada Geological Survey Memoirs*, 183, 146 p.
- ALLER, J. (1981): La estructura del borde sudoeste de la Cuenca carbonífera Central (Zona Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología*, 11: 3-14.
- ALLER, J. (1986): *La estructura del sector meridional de las unidades del Aramo y Cuenca Carbonífera Central*. Principado de Asturias, 180 p.
- ALLER, J., BASTIDA, F. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (2002): Cantabrian Zone: General geological features, en S. García-López y F. Bastida (eds.), Paleozoic conodonts from Northern Spain. *Instituto Geológico y Minero de España, Cuadernos del Museo Geominero*, 1: 3-33.
- ALLER, J., BASTIDA, F., TOIMIL, N. C. y BOBILLO-ARES, N. C. (2004): The use of conic sections for the geometrical analysis of folded surface profiles. *Tectonophysics*, 379: 239-254.
- ALONSO, J. L. (1987): *Estructura y evolución tectónica de la región del manto del Esla*. Institución Fran Bernardino de Sahagún, León. 276 p.
- BASTIDA, F. y PULGAR, J. A. (1978): La estructura del manto de Modóñedo entre Burela y Tapia de Casariego (Costa Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología*, 10: 75-159.
- BASTIDA, F., ALLER, J., PULGAR, J. A., TOIMIL, N. C., FERNÁNDEZ, F. J., BOBILLO-ARES, N. C. y MENÉNDEZ, C. O. (2010): Folding in orogens: a case study in the northern Iberian Variscan belt. *Geological Journal*, 45: 597-622.
- BASTIDA, F., BRIME, C., GARCÍA-LÓPEZ, S., ALLER, J., VALÍN, M. L. Y SANZ-LÓPEZ, J. (2002): Tectonothermal evolution of the Cantabrian Zone, en S. García-López y F. Bastida (eds.), Paleozoic conodonts from Northern Spain. *Instituto Geológico y Minero de España, Cuadernos del Museo Geominero*, 1: 105-123.
- BOBILLO-ARES, N. C., TOIMIL, N. C., ALLER, J. y BASTIDA, F. (2004). «FoldModeler»: a tool for the geometrical and kinematical analysis of folds. *Computers & Geosciences*, 30: 147-159.
- BORRADAILE, G. J. (1978): Transected folds: A study illustrated with examples from Canada and Scotland. *Geological Society of America Bulletin*, 89: 481-193.
- DE SITTER, L. U. (1964): *Structural geology*. McGraw-Hill, Nueva York, 551 p.
- GARCÍA-LÓPEZ, S., BASTIDA, F., BRIME, C., ALLER, J., VALÍN, M. L., SANZ-LÓPEZ J., MÉNDEZ, C. A. y MENÉNDEZ-ÁLVAREZ, J. R. (1999): Los episodios metamórficos de la Zona Cantábrica y su contexto estructural. *Trabajos de Geología*, 21: 177-187.
- 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*, 19: 469-475.
- GARCÍA-LÓPEZ, S., BASTIDA, F., ALLER, J., SANZ-LÓPEZ J., MARÍN, J. A. y BLANCO-FERRERA, S. (2013): Tectonothermal evolution of a major thrust system: the Esla-Valsurbio unit (Cantabrian Zone, NW Spain). *Geological Magazine*, 150: 1047-1061.
- HEREDIA, N. (1991): *Estructura geológica de la Región del Mampodre y áreas adyacentes (Zona Cantábrica)*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, 320 p.
- HEREDIA, N., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. y WAGNER, R. H. (1990): Carboniferous of the Palenian Zone, en R. D. Dallmeyer y E. Martínez-García (eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag, 33-38.

- LAFRANCE, B. y WILLIAMS, P. F. (1992): Oblique-cleavage folds: a critical discussion with examples from the Canadian Appalachians. *Tectonophysics*, 207: 315-330.
- LISLE, R. J., FERNÁNDEZ MARTÍNEZ, J. L., BOBILLO-ARES, N. C., MENÉNDEZ, O., ALLER, J. y BASTIDA, F. (2006): FOLD PROFILER: A MATLAB®-based program for fold shape classification. *Computers & Geosciences*, 32: 102-108.
- LOBATO, L. (1977): *Geología de los valles altos de los ríos Esla, Yuso, Carrión y Deva (NE León, NO Palencia y SO de Santander)*. Institución Fray Bernadino de Sahagún, León, 133 p.
- MARCOS, A. (1973): Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología*, 6: 1-113.
- MARÍN, J. A. (1997): *Estructura del domo de Valsurbio y borde suroriental de la región del Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica, NO de España)*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, 181 p.
- MARTÍNEZ-CATALÁN, J. R. (1985): *Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la Zona Asturoccidental-leonesa)*. Corpus Geologiae Gallaeciae (2.ª Serie) 2, 291 p.
- MAXWELL, J. C. (1962): Origin of slaty and fracture cleavage in the Delaware Water Gap area, New Jersey and Pennsylvania, en A. E. J. Engel, H. L. James, y B. F. Leonard (eds.). *Petrologic studies (Buddington volume)*. Geological Society of America, Boulder, Colorado, 281-311.
- PASSCHIER, C. W. y TROUW, R. A. J. (2005): *Microtectonics* (2.ª ed.). Springer, Berlín, 366 p.
- POWELL, C. McA. (1974): Timing of slaty cleavage during folding of Precambrian rocks, northwest Tasmania: *Geological Society of America Bulletin*, 85: 1043-1060.
- PULGAR, J. A., ALONSO, J. L., ESPINA, R. G. y MARÍN J. A. (1999): La deformación alpina en el basamento varisco de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología*, 21: 283-294.
- RAMSAY, J. G. (1967): *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York, 568 p.
- RAMSAY, J. G. y HUBER, M. I. (1987): *Modern structural geology, Volume 2: Folds and Fractures*. Academic Press, Londres, 309-700.
- 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). *Laboratorio Xeolóxico de Laxe. Serie Nova Terra*, 9, A Coruña, 240 p.
- RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (2001): Tectónica Varisca y sedimentación sinorogénica carbonífera de la Región del Pisuerga-Carrión. Guía de Campo. XIII Reunión Comisión de Tectónica de la Sociedad Geológica de España, Instituto Geológico y Minero de España, Cervera de Pisuerga (España), 85 p.
- SAVAGE, J. F. (1961): *The geology of the country round Portilla de la Reina, León, NW Spain*. Tesis de máster, Universidad de Londres.
- SAVAGE, J. F. (1967): Tectonic analysis of Lechada and Curavacas synclines, Yuso basin, León, NW Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 39: 193-247.
- SOUTHWICK, D. L. (1987): Bundled slaty cleavage in laminated argillite, North-Central Minnesota. *Journal of Structural Geology*, 9: 985-993.
- TREAGUS, S. H., TREAGUS, J. E. y DROOP, G. T. R. (2003): Superposed deformations and their hybrid effects: The Rhoscolyn Anticline unraveled. *Journal of the Geological Society of London*, 160: 117-136.
- VALÍN, M. L., GARCÍA-LÓPEZ, S., BRIME, C., BASTIDA, F. y ALLER, J. (2016): Tectonothermal evolution in the core of an arcuate fold and thrust belt: the south-eastern sector of the Cantabrian Zone (Variscan belt, north-western Spain). *Solid Earth*, 7: 1003-1022.
- VAN DER PLUIJM, B. A. (1990): Synchronicity of folding and crosscutting cleavage in the Newfoundland Appalachians? *Journal of Structural Geology*, 12: 1073-1076.

VAN DER PLUIJM, B. A., SAVAGE, J. F. y KAARS-SIJPESTEIJN, C. H. (1986): Variation in fold geometry in the Yuso Basin, northern Spain: implications for deformation regime. *Journal of Structural Geology*, 8: 879-886.

VAN VEEN, J. (1965): The tectonic and stratigraphic history of the Cardaño area, Cantabrian Mountains, northwest Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 35: 43-103.