

LAS FASES DE REPLEGAMIENTO HERCINIANAS EN LA ZONA ASTUROCCIDENTAL-LEONESA (NW DE ESPAÑA).

Por Javier A. Pulgar (*).

RESUMEN

De las tres zonas en que se ha dividido la rama N del orógeno herciniano ibérico, la Zona Asturoccidental-leonesa representa, tanto desde el punto de vista estructural como paleogeográfico o de metamorfismo y magmatismo, una zona de tránsito entre las partes más internas (Galicia occidental) y las partes más externas (Zona Cantábrica). Las características estratigráficas, estructurales y metamórficas de esta zona, y el nivel de conocimientos que de ella se dispone en la actualidad, permiten la realización de un estudio estructural detallado tendente a avanzar en el conocimiento de la evolución estructural de este sector de la cadena herciniana y de la naturaleza de los procesos físicos implicados.

Desde el punto de vista sedimentario, la Zona Asturoccidental-leonesa se caracteriza fundamentalmente por una acumulación muy activa de sedimentos durante el Paleozoico inferior que comienza con facies de aguas poco profundas, durante el Cámbrico-Ordovícico inferior, y culmina con el depósito de turbiditas en el Ordovícico superior. Todo el conjunto paleozoico reposa discordantemente sobre una serie de metasedimentos precámbricos que afloran en los bordes E y W de la zona.

Este conjunto de materiales sufrió una deformación polifásica acompañada de metamorfismo y plutonismo durante la orogénesis herciniana. Las estructuras originadas durante esta deformación pueden ser relacionadas, de acuerdo con criterios ponderados de superposición, con tres fases principales de deformación, existiendo además una serie de estructuras tardías de menor entidad. Durante la primera fase de deformación (F_1) se originan pliegues de todas las dimensiones, vergentes siempre hacia las partes externas de la cadena. El apretamiento y amplitud de los pliegues mayores y menores de esta fase aumenta hacia las partes internas y, en relación con ellos, se desarrolló una esquistosidad, de tipo «slaty cleavage» o «schistosity». Esta fase de deformación representa el episodio tectónico mayor dentro de esta zona y sus estructuras se encuentran generalizadas por toda ella. Con posterioridad, se originan una serie de estructuras que deforman a las originadas durante la primera fase de deformación, y que, al contrario de estas, presentan una distribución no uniforme por toda la zona, ya que la formación tiende a concentrarse en bandas más o menos estrechas. Así, estas estructuras muestran una distribución muy irregular y una gran variabilidad en sus características geométricas, a pesar de lo cual pueden ser relacionadas con dos episodios de deformación, la segunda (F_2) y tercera (F_3) fases de la deformación herciniana, que han sido agrupados bajo la denominación general de fases

(*) Departamento de Geotectónica. Universidad de Oviedo.

de replegamiento. Se utiliza aquí el concepto «fase de deformación» en un sentido puramente geométrico y cinemático, para designar el episodio de deformación responsable de un conjunto de estructuras delimitable en el tiempo por criterios geométricos de superposición, y cuyas características y significado tectónico se mantienen a través de una zona suficientemente grande como para permitir su perfecta individualización. Con posterioridad a las tres fases de deformación principales se originan una serie de estructuras que ya afectan poco a la estructura general previamente establecida, aunque localmente pueden llegar a alcanzar cierta notoriedad, fundamentalmente a la escala del afloramiento. Dentro de estas estructuras tardías se pueden distinguir dos grupos claramente diferenciables. Un primer grupo estaría constituido por «kink-bands» y crenulaciones subhorizontales, que se desarrollan en relación con fallas verticales cuyo trazado se puede seguir durante distancias bastante grandes siguiendo el arco asturiano. Los «kink-bands» se desarrollan solo en materiales dotados de una anisotropía anterior bien desarrollada (generalmente la esquistosidad S_1) y dispuesta próxima a la vertical. Por ello, estas estructuras, que representarían una 4.ª fase de deformación adquieren su máximo desarrollo en los materiales pizarrosos de la unidad del Navia. El segundo grupo de estructuras se caracteriza por su disposición radial respecto al arco asturiano y tiene una importancia muy limitada en esta zona, siendo su importancia mucho mayor hacia las partes externas de la cadena (Zona Cantábrica). En este grupo se incluyen pliegues suaves a escala cartográfica, «kink-bands» y crenulaciones transversales, diaclasas y fallas.

Acompañando al proceso de deformación tiene lugar en la Zona Asturoccidental-leonesa un metamorfismo regional progresivo, cuyo grado aumenta en líneas generales hacia el W. Sin embargo, la mayor parte de la zona ha sufrido un metamorfismo epizonal y tan solo en la parte occidental se alcanzan grados más altos, llegando a la migmatización en la parte occidental del manto de Mondoñedo. Se trata de un metamorfismo plurifacial, en el que a unas asociaciones de facies tipo «Barrow» se superponen paragénesis de más baja presión. El tipo de metamorfismo resultante sería intermedio de baja presión. Este metamorfismo comienza inmediatamente antes o durante la F_1 y alcanza su climax al final de la interfase 1-2 o durante la F_2 , siendo la F_3 esencialmente postmetamórfica.

El estudio estructural detallado de la parte norte de la Zona Asturoccidental-leonesa permite analizar la naturaleza y significado de las estructuras originadas durante las fases de replegamiento en esta zona y discutir las características de los procesos físicos implicados, así como solucionar algunos de los problemas de correlación existentes entre las fases de deformación propuestas para las partes más internas (al W) y las propuestas para las zonas más externas (al E).

LA SEGUNDA FASE DE DEFORMACION

Durante esta fase se originan una serie de estructuras de características y distribución no uniforme a través de la Zona Asturoccidental-leo-

nesa. A pesar de su diversidad e irregular distribución, estas estructuras guardan unas relaciones temporales claras con las correspondientes a la 1.^a y 3.^a fase de deformación, lo cual permite su encuadramiento dentro del mismo episodio de deformación.

En las partes más externas de la Zona Asturoccidental-leonesa, durante esta fase se originan cabalgamientos que cortan a los pliegues mayores de la primera fase de deformación y aparecen a su vez deformados por los pliegues de la tercera fase. Estos cabalgamientos se manifiestan como fracturas mayores a las que se asocian otras de menor importancia, constituyendo en general una zona de fractura amplia, en la que aparecen frecuentemente pliegues de pequeño tamaño acompañados de una esquistosidad de crenulación. Algunos de estos cabalgamientos comportan desplazamientos tangenciales bastante importantes, como se puede deducir de la consideración de su propia geometría y del hecho de separar dominios paleogeográficos diferentes. Las características de estos cabalgamientos y sus estructuras asociadas permiten interpretarlos como originados en una zona de cizalla en la transición frágil-dúctil.

En las partes más internas (unidad del manto de Mondoñedo), se originan durante esta fase pliegues de pequeño tamaño, acompañados de una esquistosidad de crenulación o una «schistosity». Estas estructuras no se encuentran generalizadas por toda la unidad, sino que aparecen limitadas a una estrecha franja, coincidiendo aproximadamente con la zona de metamorfismo más alto. En el corte de la costa, las estructuras F_2 se localizan entre la playa de Areoura, al E de Burela, y el río de Oro, cerca de Foz, ocupando una extensión de 6 km. aproximadamente, que contrasta con la extensión superior a los 40 km. que ocupa la unidad del manto de Mondoñedo en este sector de la costa cantábrica. Aún dentro de esta estrecha franja, estas estructuras tienen una distribución irregular, ocupando bandas que se alternan con otras donde los efectos de esta fase son poco apreciables. El análisis detallado de las propiedades geométricas de los pliegues F_2 permite obtener conclusiones importantes sobre su evolución, que podrían esquematizarse en un primer estadio que consistiría esencialmente en un proceso de «buckling», seguido por otro en el que predominaría un proceso de aplastamiento caracterizado por una importante deformación por cizalla simple heterogénea. El modelo de deformación obtenido, con una fuerte cizalla restringida a una zona limitada dentro del corte, es similar a los modelos descritos para zonas de cizalla dúctiles. La existencia de una deformación dúctil importante dentro de estas zonas queda también perfectamente registrada al nivel de las microestructuras, ya que todas las evidencias indican que el mecanismo de flujo dominante es la deformación plástica intracristalina de los constituyentes principales de las rocas, acompañada de procesos de «recovery» y recristalización dinámicos de los granos previamente deformados. La existencia de una recristalización dinámica importante previene el endurecimiento de las rocas por deformación (strain hardening), posibilitando el que éstas sean capaces de alcanzar grandes deformaciones dúctiles antes de la rotura.

Así pues, esta segunda fase de deformación está caracterizada en la Zona Asturoccidental-leonesa por la existencia de zonas de cizalla dúctil-

les en las zonas más profundas y por zonas de cizalla en la transición frágil-dúctil en las zonas más superficiales. La relación entre ambas puede deducirse a partir del corte de la unidad del manto de Mondoñedo en el sector de la costa cantábrica entre Tapia de Casariego (Asturias) y Burela (Lugo), que nos permite correlacionar el cabalgamiento que limita esta unidad por el E con la zona de cizalla dúctil de más al W. Esta fase de deformación debe relacionarse, por tanto, con un episodio de cizallamiento en la corteza, cuyo significado tectónico puede interpretarse tomando en consideración las relaciones esfuerzo-deformación y los mecanismos de deformación operativos durante el proceso general de deformación de este sector del orógeno herciniano. En este sentido, la aparición de estas zonas de cizalla y sus características guardan estrecha relación con la existencia de un período previo de plegamiento intenso de las rocas, con una deformación dúctil y un acortamiento muy importantes, y con las condiciones físicas del medio deformacional (naturaleza de los esfuerzos, presión de confinamiento, temperatura, presión de fluidos, etc.) que controlan los mecanismos de deformación dominantes en las rocas.

LA TERCERA FASE DE DEFORMACION

Durante esta fase se originan pliegues de todos los órdenes de dimensiones y una serie muy variada de estructuras asociadas, entre las que se puede destacar una esquistosidad de crenulación, bien desarrollada en los materiales de naturaleza pelítica.

A la escala cartográfica, esta fase se manifiesta por una serie de grandes pliegues longitudinales al arco asturiano y con planos axiales subverticales o fuertemente inclinados al E, que modifican la geometría y disposición originales de las estructuras originadas durante las fases anteriores. Su superposición con los pliegues mayores F_1 da lugar a formas finales de geometría más o menos compleja, aunque pertenecientes siempre al tipo 3 de los modelos de interferencia de Ramsay. Estas figuras de interferencia son a veces poco aparentes en la cartografía por la homoxialidad de los dos sistemas superpuestos, aunque son siempre detectables con ayuda de cortes transversales que permiten evidenciar la existencia, en su caso, de pliegues con superficies axiales plegadas; este hecho es especialmente claro si se usa como superficies de referencia la esquistosidad S_1 . La inadecuada interpretación, por parte de algunos autores, de la geometría de estas figuras de interferencia, principalmente en la unidad del Navia, ha dado lugar a la obtención de conclusiones contradictorias sobre determinados aspectos estructurales de esta zona, fundamentalmente en lo que se refiere a la posición original de los pliegues F_1 y a la valoración de la naturaleza y extensión de las estructuras de la tercera fase de deformación. Actualmente, la existencia de estructuras F_3 por toda la Zona Asturoccidental-leonesa está suficientemente comprobada tanto a escala macroscópica como mesoscópica; en este sentido, los ejemplos de superposición F_1 - F_3 son numerosos a través de toda la Zona Asturoccidental-leonesa, desde el manto de Mondoñedo hasta la zona del Cabo Peñas, en el borde mismo de la Zona Cantábrica. El análisis

sis geométrico de estas figuras de interferencia permite obtener algunas conclusiones sobre las características geométricas de ambos sistemas de pliegues. A este respecto, se puede constatar como la existencia de pliegues anteriores ejerce un fuerte control sobre la localización, grado de desarrollo y propiedades geométricas de los pliegues mayores F_3 ; este hecho resulta evidente si se tiene en cuenta que las superficies sobre las que se desarrollan los pliegues F_3 tenían orientaciones variables debido al plegamiento previo. En general, los pliegues mayores F_3 son suaves, con gran longitud de onda y baja amplitud, y generalmente asimétricos.

Durante esta fase de deformación se originan una serie de estructuras menores de naturaleza y significado diferentes que, aunque presentes a través de toda la zona, no se distribuyen de un modo uniforme, sino que se localizan en zonas litológica y estructuralmente favorables. Cartográficamente, las estructuras menores F_3 se localizan a lo largo de bandas que siguen la dirección general de las estructuras. Dentro de estas bandas se desarrollan una amplia gama de estructuras menores, principalmente pliegues de varios órdenes de tamaño, esquistosidad de crenulación, fracturas, etc., y están separadas por zonas caracterizadas por la ausencia prácticamente total de estructuras menores de esta fase. Este modelo de distribución espacial de las estructuras menores F_3 puede ser claramente reconocido a través de toda la Zona Asturoccidental-leonesa, con las únicas diferencias que imponen las variaciones locales de litología o posición estructural. Las bandas con abundante desarrollo de las estructuras menores F_3 suelen coincidir con los flancos cortos horizontalizados o basculados de pliegues mayores de esta fase, mientras que las zonas sin estructuras menores se corresponden con flancos largos verticalizados. Estas relaciones evidencian un control estructural en la localización y desarrollo de las estructuras menores que se puede relacionar con la asimetría notable que presentan generalmente los pliegues de esta fase. Este control estructural, tanto sobre la distribución como sobre el tipo y características de las estructuras menores, se manifiesta a todas las escalas, desde la cartográfica hasta la microscópica. Además del control estructural, las características y distribución de las estructuras menores F_3 están fuertemente condicionadas por el tipo de materiales que se deforman, que controlan el tamaño y naturaleza de estas estructuras e incluso el desarrollo o no de determinados tipos de ellas. La influencia de estos factores es diferente según la escala de las estructuras consideradas, lo cual, dado el amplio rango de éstas que se desarrollan, hace que el modelo de deformación final sea relativamente complejo. Este hecho, junto con la heterogeneidad en la distribución de estas estructuras, puede dificultar el registro y perfecta caracterización de esta fase de deformación en áreas de pequeña extensión.

Los pliegues menores de esta fase presentan formas muy diversas que van desde sinusoidales o próximas a formas con geometría tipo «kink». Los tamaños de los pliegues son también muy variables, con longitudes de onda de métricas a centimétricas e incluso milimétricas, si consideramos la esquistosidad de crenulación; en todo caso, predominan siempre los pliegues de pequeño tamaño. El análisis geométrico detallado de estos pliegues permite reconstruir su proceso evolutivo, que se carac-

teriza por un primer estadio de «buckling», generalmente «internal buckling», de un «multilayer» o de un material homogéneo con una fuerte anisotropía mecánica como consecuencia del buen desarrollo de la esquistosidad S_1 . La consideración teórica y experimental de las condiciones que favorecen cada tipo de plegamiento permiten aproximar las que existieron en el momento de la deformación e interpretar el significado físico de muchas de las características de los distintos tipos de pliegues presentes en la zona. Los pliegues así originados aparecen más o menos modificados por la actuación de otros mecanismos o procesos de deformación que van desde un aplastamiento subperpendicular a sus planos axiales hasta una cizalla paralela a las capas.

En relación con los pliegues menores F_3 se desarrolla frecuentemente una esquistosidad espaciada que generalmente toma la forma de una esquistosidad de crenulación. Esta esquistosidad se dispone, con frecuencia, aproximadamente paralela a los planos axiales de los pliegues menores, aunque localmente se pueden encontrar disposiciones diferentes, en función de la geometría de los pliegues a los que va asociada, del tipo de material, etc. El análisis e interpretación de las características morfológicas y microestructurales de esta esquistosidad ha permitido evidenciar que, en todos los casos, su desarrollo puede ser esquematizado como un proceso en dos estadios: el microplegamiento de una fábrica anisótropa previa, y la formación de las zonas de debilidad que definen la esquistosidad, mediante la actuación de una serie de mecanismos de deformación que operan en estrecha relación con el microplegamiento. Por lo que se refiere a la morfología de las crenulaciones, esta esquistosidad aparece en relación con micropliegues con geometría y estadios evolutivos muy diferentes, lo cual conduce a una gran diversidad morfológica en la fábrica final de la esquistosidad. Los mecanismos de deformación que operan a escala del grano vienen en gran parte controlados por las propiedades de la fábrica previa (mineralogía, tamaño y forma de los granos, etcétera). En pizarras y filitas, las zonas de debilidad que define la esquistosidad se originan mediante un proceso de diferenciación controlado por el microplegamiento, que conduce a la aparición de un bandeo tectónico microscópico constituido por una alternancia de dominios micáceos y cuarzosos; las láminas de esquistosidad coinciden con los dominios micáceos, que se sitúan sobre ambos flancos o flancos alternos de micropliegues. Esta diferenciación comporta una serie de cambios químico-mineralógicos y microestructurales que solo pueden ser explicados por una redistribución de los componentes minerales a partir de una roca inicial de composición homogénea, mediante un proceso de transferencia selectiva de masa por difusión asistida por un fluido, mecanismo conocido desde antiguo en la literatura geológica como «disolución por presión». La presencia de la disolución por presión como mecanismo de deformación dominante durante el desarrollo de esta esquistosidad no excluye la intervención subsidiaria de otros mecanismos o procesos de deformación y, en determinadas condiciones o materiales, otros mecanismos pueden ser cuantitativamente importantes. En general, en perfecta concordancia con las predicciones teóricas, la disolución por presión pierde importancia al aumentar el tamaño de grano de las rocas, con el

consiguiente aumento de la importancia relativa de los mecanismos y procesos de deformación por dislocaciones. Esta tendencia puede ser observada, tanto para el cuarzo como para las micas, al pasar de rocas meta-pelíticas de grano fino, como pizarras o filitas, a cuarcitas, neises o esquistos con un tamaño de grano mayor de todos sus constituyentes. La rotación y deslizamiento entre granos debe contribuir también a la obtención de la fábrica final de la esquistosidad, aunque sus efectos son más difíciles de evaluar microscópicamente.

La existencia de un régimen de deformación dominado por la disolución por presión se refleja también a escala mesoscópica por la aparición de un bandeo tectónico en relación directa con los pliegues menores F_3 , y es perfectamente coherente con las condiciones físicas que se pueden deducir para el momento de la deformación que, en ningún caso, debían sobrepasar la facies de los esquistos verdes. El análisis del mecanismo de disolución por presión desde el punto de vista de la termodinámica no-hidroestática y de la cinética del proceso de deformación permite discutir los factores que controlan este mecanismo y el cómo y por qué da lugar a una diferenciación en bandas o dominios, bajo las condiciones de metamorfismo existentes en el momento de la deformación. Así, el bandeo tectónico meso y microscópico debe originarse como consecuencia de las variaciones en el esfuerzo normal actuando sobre los contactos mica-cuarzo a lo largo de la anisotropía previa plegada. En los flancos verticales de los pliegues (o micropliegues) se produce disolución de los componentes más solubles, principalmente cuarzo, que migran hacia las zonas de esfuerzo normal más bajo (zonas de charnela o flancos subhorizontales) siguiendo los contactos mica-cuarzo que son los que proporcionan la vía de difusividad más alta.

Durante esta 3.^a fase se originan pues una amplia gama de estructuras menores y microestructuras con una distribución heterogénea caracterizada por su localización en bandas alargadas según la dirección general de las estructuras. Esta alternancia de zonas de alta y baja deformación es relacionable con diferencias en la ductilidad de las rocas que se deforman debidas principalmente a la distinta naturaleza de los materiales e incluso, dentro del mismo tipo de material, a la diferente posición de la anisotropía respecto a la dirección de compresión: cuando la dirección de compresión forma ángulos bajos con la anisotropía la ductilidad efectiva de la roca es mayor que cuando estos ángulos son altos.

Esta fase de deformación representa el último episodio de acortamiento cortical importante y da lugar al replegamiento general de las estructuras anteriores, sin que se observen vergencias bien definidas o con una cierta tendencia a vergencias «retro». Con este episodio de deformación la estructura de la Zona Asturoccidental-leonesa queda casi completamente constituida tal como se puede observar en la actualidad, ya que las estructuras tardías posteriores modifican poco la estructura previamente establecida.