

LA SINTESIS DE LA GEOLOGIA DE GALICIA EN EL MARCO DE DINAMICA GLOBAL

Vegas, R. Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 MADRID

1. CONSIDERACIONES GENERALES

El territorio de Galicia corresponde a una parte de la corteza continental estructurada durante la orogenia hercínica. Esta orogenia dio lugar a una enorme cadena de montañas resultante de la soldadura de dos grandes masas continentales, Laurasia y Gondwana, y la consiguiente formación de un único supercontinente, Pangea. Posteriormente, la corteza hercínica de Galicia se ha visto involucrada, de manera pasiva, en el desmembramiento de este supercontinente que corresponde al episodio de dispersión de los continentes desde el comienzo de la Era Mesozoica hasta nuestros días.

En este contexto, la Geología de Galicia se puede referir en dos capítulos bien diferenciados, en relación con la evolución geodinámica de este rincón de la Península Ibérica. En una primera parte la estructuración de la corteza, es decir, la formación y la disposición espacial de las rocas que forman el substrato físico de Galicia, representa un Ciclo de Wilson completo en términos de la tectónica de placas. En una segunda parte, la corteza hercínica refleja únicamente el principio del Ciclo de Wilson; esto supone que está sometida al proceso de ruptura, extensión y creación de litosfera oceánica. Durante esta segunda parte ocurren, no obstante, interrupciones parciales al ciclo expansivo y aparecen fenómenos de inversión tectónica, relacionados con la aproximación entre África y Europa, cuyo efecto inmediato es la creación de los relieves actuales. La flexibilidad del modelo de la tectónica de placas permite comprender estas alteraciones del Ciclo perceptivo de Wilson en un sentido no determinista.

2. LA EVOLUCION HERCINICA DE GALICIA

Desde el punto de vista tectónico, las rocas que constituyen el basamento de Galicia se pueden agrupar en tres unidades que se superponen mediante dos cabalgamientos de primer orden. La unidad estructuralmente más alta corresponde al Dominio de los Complejos Máficos y Rocas Asociadas de Cabo Ortegal; por debajo de esta unidad se sitúa el Dominio Esquistoso de Galicia Tras os Montes. Ambos dominios se superponen a la prolongación de la zona Centroibérica, representada en Galicia Central por el Dominio del Olio de Sopo, que se continua hacia el Este -en contacto mediante una falla normal de gran ángulo- en la zona Astur Occidental-Leonesa representada por el sistema de pliegues tumbados de la región de Mondoñedo. La zona Astur Occidental Leonesa representa la transición desde estructuras más profundas del oeste, a estructuras superficiales de la zona Cantábrica, donde se debió amortizar la deformación hercínica. Indistintamente, en todos los dominios tectónicos de Galicia, intruyeron masas de granitos hercínicos tardíos, que coalescen formando la región granítica de Galicia Occidental y Central. Además de esta región predominantemente granítica, los otros dominios tectónicos caracterizan a su vez regiones naturales bien diferenciadas por la naturaleza de las rocas y por la geometría de las estructuras hercínicas.

La caracterización de los dominios Esquistoso y de las Rocas Máficas (Farias et al, 1987) permite establecer una mejor división de los terrenos hercínicos de Galicia en el marco de la

Zonación ya clásica de Julivert et al (1972) que incluía el territorio de Galicia en la zona Centroibérica S.L. y en una pequeña proporción en la zona Astur Occidental Leonesa.

En cuanto a la estructuración de estos dominios, es decir la posición tectónica que aparece en la actualidad, el mecanismo tectónico admitido unánimemente es la colisión continental de la margen de Gondwana -representada por los sedimentos paleozoicos y precámbricos de las zonas Centroibérica, Astur Occidental-Leonesa y Cantábrica- y de una masa continental, situada ahora al oeste, que contendría los complejos neisicos asociados a las rocas máficas. Esta colisión dio lugar a la formación de una sutura, y la consiguiente obliteración de un área de litosfera oceánica situada entre ambas masas continentales. Testigos de este área oceánica se encuentran en las rocas con carácter ofiolítico de los Complejos de Rocas Máficas y Asociadas de la región de Cabo Ortega; (c.f. Vegas y Córdoba, 1988, Pérez-Estaún et al, 1991).

En el marco tectónico de esta colisión continental se producen varios procesos que dan lugar a la estructuración actual de la corteza hercínica. La colisión continental produce la superposición del terreno alóctono de los complejos máficos de Galicia sobre la margen de Gondwana, que constituye la placa inferior en el proceso de colisión y sutura. Entre ambas placas, ligada a la zona más externa de la margen de Gondwana, debió situarse el Dominio Esquistoso de Galicia. Tras la colisión y la formación de la sutura, la deformación progresó, a muro de la sutura, produciéndose la deformación de las rocas del Dominio Esquistoso y de las zonas Centroibérica, Astur Occidental-Leonesa y Cantábrica. Esta deformación progresó de oeste a este mediante cizallas subhorizontales de la corteza -interesando al basamento precámbrico- pliegues recumbentes, mantos y escamas de la cobertera hacia el borde de la zona Cantábrica. Se produjo así la superposición tectónica y las deformaciones que caracterizan esta rama del orógeno hercínico. El conjunto de esta deformación se produjo entre el Devónico Superior y el Carbonífero Inferior, si se tiene en cuenta la edad de los sedimentos que se formaron en el transcurso de la sedimentación (Marcos y Pulgar, 1982).

Por otra parte, esta colisión continental lleva consigo un fuerte acortamiento de la corteza así como la superposición de una cuña de corteza sobre la margen de Gondwana. Esto supone la práctica duplicación del espesor de la corteza y la consiguiente inestabilidad que se tradujo en la formación de un formidable frente de montañas y su inmediata erosión, hasta alcanzar de nuevo el equilibrio isostático al final de los tiempos hercínicos. Esta erosión desmanteló la parte superior del edificio tectónico hasta hacer aflorar las rocas profundas que hoy día forman el substrato rocoso gallego.

Los estudios sísmicos profundos muestran como esa corteza engrosada en la orogenia hercínica presenta un espesor normal que se atenúa hacia las márgenes Atlántica y Cantábrica (Córdoba et al. 1987). Esta atenuación es justamente el reflejo de la evolución posthercínica que ha afectado a la corteza en el área de Galicia.

3. LA EVOLUCION POST-HERCINICA DE GALICIA

La corteza hercínica se comporta de manera pasiva durante su evolución geodinámica desde su estructuración a finales del Carbonífero hasta el presente. Esto significa que no ha sufrido ninguna reorganización en cuanto a su composición o disposición de las diferentes unidades tectónicas, únicamente ha sido afectada por procesos de fracturación, formación de relieves y sedimentación superficial.

Durante el Mesozoico y el Terciario el territorio gallego ha permanecido emergido y, por tanto, es difícil la reconstrucción de su evolución geodinámica al faltar los sedimentos correlativos. Estos sedimentos se encuentran, no obstante, en sus dos márgenes continentales actuales que pueden

diferenciarse claramente en dos sectores, uno de dirección E-W, correspondiente a las Rías Altas, y otro de dirección N-S, correspondiente a las Rías Bajas.

La formación de estos dos márgenes corresponde a la apertura oceánica de los rifts que darían lugar en el Cretácico medio a la apertura del Océano Atlántico, al norte de Azores, y del Golfo de Vizcaya, los dorsales de estas dos áreas oceánicas formaron un punto triple al oeste de Galicia (Vegas y Banda, 1982), A partir de este punto triple se desarrolla la forma en ángulo recto de la intersección entre las dos líneas de costas gallegas,

La evolución de ambos márgenes es diferente tras cesar la expansión en el Golfo de Vizcaya y continuar la expansión Atlántico. La margen Cantábrica, tras su formación en un ambiente extensional, es sometida a compresión y subducción de una pequeña parte del suelo oceánico del Golfo de Vizcaya (Boillot et al. 1979) en el Eoceno, como consecuencia de la convergencia entre África y Europa, que se acomodó en la región pirenaica. Por el contrario la margen Atlántica refleja esta convergencia en la inversión de las fallas normales que construyeron la margen mesozoica y la reactivación de los relieves submarinos (Murillas et al. 1990).

El reflejo en tierra firme de estas fases, distensión generalizada en principio, inversión tectónica después, corresponde al desarrollo de una red de fracturas, en parte heredada de la evolución tardihercínica (Parga, 1969), que compartimenta el relieve según líneas de direcciones N-S, NW-SE y NNE-SSW.

La compresión generalizada que se desarrolla en la Península Ibérica como consecuencia del bloqueo y sutura del límite de placas entre Ibérica y Europa en la región pirenaicacantábrica y su extensión al oeste en el Océano Atlántico (Vegas y Banda, 1982) causa la reactivación de estas fracturas y la formación del arqueamiento de la corteza en la Cordillera Cantábrica. Estos relieves se suavizan en Galicia formándose un área más masiva, el Macizo Galaico Duriense, que es compartimentado en bloques. Algunas de las líneas de fracturas absorben este acortamiento mediante deformación por cizalla vertical de tal manera que sobre estas líneas de fractura se forman las cuencas terciarias del interior de Galicia. Este es el caso de los corredores de fallas de Pedroso-As Pontes, de Lendo-Boimil descritos por Santanach et al (1988) como origen de las cuencas sedimentarias.

Como epílogo de esta evolución post-hercínica se puede considerar la actividad tectónica actual derivada de la convergencia entre África y Europa y de la expansión del Atlántico. En esta situación la sismicidad reciente del ámbito gallego, débil pero bien definida, corresponde a la acomodación de la convergencia en el borde fósil Pirineos-Fosa Noribérica y en algunos de los corredores de fallas del interior de Galicia, así como en las fallas NE-SW del sur de Galicia, originadas en la formación del margen Atlántico.

4. A MANERA DE CONCLUSION

La Geología de un área como Galicia se puede describir dentro de un marco más general, de tal manera que los aspectos regionales adquieren un significado a la escala de las grandes placas litosféricas. Aunque muchos detalles concretos en cuanto a formas, estructuras y características de la geología y la geofísica del subsuelo han de ser afinados y tratados en profundidad, los modelos geodinámicos a escala regional permiten una mejor comprensión de los hechos aislados y son de gran utilidad didáctica y socio-económica.

5. REFERENCIAS

- BOILLOT, G., DUPEUBLE, P.A, y MALOD, J.A. (1979). Subduction and tectonics on the continental margin off northern Spain. *Mar. Geol.* 32:53-70.
- CORDOBA, D., BANDA, E. y ANSORG E, J. (1987). The Hercynian crust in northwestern Spain. *Tectonophysics*, 132:321-333,
- FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., GONZALEZ-LODEIRO, F., MARQUINEZ, J., MARTIN-PARRA, L.M., MARTINEZ-CATALAN, J.R., PABLO-MACIA, J.G. de, y RODRIGUEZ FERNANDEZ, L.R. (1987), Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *An. Fac. Ciénc. Univ, OPorto.* 1:411-431.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M., RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972). Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E. 1:1.000.000. *Inst. Geol Min. España.* 113 p,
- MARCOS, A Y PULGAR, J.A.(1982). An approach to the tectonostratigraphic evolution of the Cantabrian foreland thrust and fold belt, Hercynian Cordillera of NW Spain. *N. Jahrb. Geol. Paläont. Abh.* 163:256-260.
- MURILLAS, J., MOUGENOT, D., BOILLOT, G., COMAS, M.C., BANDA, E y MAUFFRET, A, (1990). Structure and evolution of the Galicia Interior Basin (Atlantic western Iberian continental margin). *Tectonophysics*, 184:297-319.
- PARGA, J.R. (1969). Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico. *Trab. Lab. Geol. Lager.* 37:17 p.
- PEREZ-ESTAUN, A., MARTINEZ-CATALAN, J.R. y BASTIDA, F. (1991), Crustal thickening and deformation sequence in the footwall of the suture of the Variscan belt of northwest Spain. *Tectonophysics*, 191: 243-253.
- SANTANACH, P., BALTUILLE, J.M., CABRERA, L., MONGE, C., SAEZ, A y VIDAL-ROMANI, J.R. (1988). Cuencas terciarias gallegas relacionados con corredores de fallas direccionales. 11 *Congr. Geol. de España, Granada. Simposios.* 123-133.
- VEGAS, R. y BANDA, E. (1982). Tectonic framework and Alpine evolution of the Iberian Peninsula. *Earth. Evol Sc.* 4:320-343.
- VEGAS, R, y CORDOBA, D. (1988). Sobre la existencia de dos cuñas de corteza en Galicia Oriental según resultados de sismica profunda. Implicaciones geodinámicas. *Geogaceta*, 5:16-19.