



Un modelo no cilíndrico de emplazamiento de los terrenos alóctonos del cinturón hercínico

A non-cylindrical model of development of the Hercynian belt allochthonous terranes

MARTINEZ CATALAN, J. R.

Se propone un modelo no cilíndrico para el desarrollo del Cinturón Hercínico Europeo. Los terrenos alóctonos fuertemente trasladados que forman parte de él se componen de una mezcla de unidades catazonales y ofiolíticas, así como de fragmentos del margen continental de Gondwana. La disposición de estos terrenos y sus relaciones con la paleogeografía de Gondwana, así como las estructuras que muestran, sugieren que se emplazaron de manera oblicua, en una dirección que formaba un pequeño ángulo con el margen de este continente. El alóctono podría estar ligado al desarrollo de un arco de islas o de una subplaca con forma de cuña en la parte meridional de la placa Báltica. Con posterioridad a su emplazamiento, la convergencia entre Gondwana y Laurasia, que habría incluido movimientos transcurrentes esencialmente dextros, sería responsable de la complejidad actual del orógeno.

Palabras clave: hercínico, alóctono, tectónica de placas.

A case is made for a non-cylindrical development of the European Hercynian belt. Far-travelled allochthonous terranes in it consists of a mixture of units including catazonal ones, ophiolites and units derived from the continental margin of Gondwana. Considerations upon the disposition of the terranes, their relationships with the paleogeography of the Gondwana realm and the structures in them, suggest that their emplacement took place in an oblique fashion at a small angle to the margin of this continent. The proposed allochthon could be related to the development of an island arc or a wedge-like subplate in the southern part of the Baltica plate. Later, convergence between Gondwana and Laurussia, involving transcurrent, mostly dextral movements, would account for the present complexity of the belt.

Key words: hercynian, allochthon, plate tectonics.

LOS TERRENOS ALOCTONOS Y SU ENTORNO

En las dos últimas décadas se han propuesto varios modelos para las hercínides europeas. Algunos se basan en la identificación de suturas, y tratan de explicar la evolución del orógeno por movimientos convergentes (BURRETT, 1972; JOHNSON, 1973; BARD *et al.*, 1980; LEFORT, 1983; IGLESIAS *et al.*, 1983; BEHR *et al.*, 1984; LORENZ y NICHOLLS, 1984; MATTE, 1986). Las rocas ofiolíticas que marcarían las suturas pertenecen a dos dominios diferentes. Uno es el límite entre las partes internas del orógeno y el cinturón de cabalgamientos externo, conocido como Zona Renohercínica (y su prolongación por la Zona Surportuguesa, Fig. 1), donde se encuentran el Complejo de Lizard (BADHAM y KIRBY, 1976; KIRBY, 1979; BARNES y ANDREWS, 1986), las rocas basálticas del manto de Giessen (ENGEL *et al.*, 1983; BEHER *et al.*, 1984) y ofiolita de Deja-Acebuches (ANDRADE, 1977; CRESPO-BLANC y OROZCO, 1988). La edad de esas ofiolitas es Devónico Medio (CHACON *et al.*, 1983; DAVIES, 1984; BARNES y ANDREWS, 1986). El otro dominio es el formado por un apilamiento de unidades alóctonas que afloran en el Macizo Bohémico, el Macizo Central Francés, la Zona Surarmoricana del Macizo Armoricano y el NO de la Península Ibérica (Ries y Shackleton, 1971; Burg y Matte, 1978; Tollmann, 1982; Behr *et al.*, 1982, 1984; Ribeiro, 1983; Arenas *et al.*, 1986). Este dominio incluye unidades de varios orígenes, algunas de las cuales comparten una historia de metamorfismo de presión intermedia a alta, de edad Caledónica y Eo-Hercínica. Se supone que todas esas unidades han sido trasladadas una distancia considerable, por lo que serán denominadas terrenos alóctonos.

Los modelos basados en movimientos convergentes son en general cilíndricos y se diferencian en que algunos proponen el cierre de dos océanos diferentes, el Rheico o

Centroeuropeo, al norte, y el Theico, océano del Macizo Central o Proto-Tethys al sur (McKERROW y ZIEGLER, 1972; LEFORT, 1983; MATTE, 1986; ZIEGLER, 1986), mientras que otros proponen la desaparición de un único océano el cual, por una combinación de subducción y obducción («flake tectonics» de OXBURGH, 1972) habría dado lugar a los dominios con ofiolitas (IGLESIAS *et al.*, 1983; MUNHA *et al.*, 1984; RIBEIRO *et al.*, 1988).

Otros modelos se basan en los movimientos transcurrentes, esencialmente dextrorsos (RIDING, 1974; BADHAM, 1982; DEWEY, 1982). Aunque su importancia ha sido reconocida por muchos autores (ARTHAUD y MATTE, 1977; BERTHE *et al.*, 1979; DEWEY, 1982) y existen evidencias de movimientos dextrales intracarboníferos importantes entre Laurencia y Gondwana (SCOTSE *et al.*, 1984; GATES *et al.*, 1986), estos modelos no explican las enormes traslaciones de los terrenos alóctonos. Además, algunos de los modelos basados en movimientos transcurrentes (BRADHAM y HALLS, 1975) se basan en la interacción de varias microplacas independientes cuya existencia se contradice con la continuidad aparente de la zonación paleográfica de amplias zonas de la cadena.

Otro tipo de modelos combina los mecanismos de convergencia y desgarre en la parte occidental del orógeno, proponiendo una simultaneidad entre una subducción hacia el N, con la subsecuente colisión, y una falla transformante que limitaría una de las placas y que, después de la colisión, se transformaría en la zona de cizalla intracontinental de Badajoz-Córdoba (LEFORT y RIBEIRO, 1980; BURG *et al.*, 1981, 1987; BRUN y BURG, 1982). Estos modelos tratan sobre todo de explicar el arco Ibero-Armoricano.

Parece evidente que los movimientos transcurrentes y los convergentes deben integrarse en un modelo coherente del orógeno. Por otra parte, el contraste entre la simplicidad relativa del dominio con ofiolitas

en el borde de las Zonas Renohercínica y Surportuguesa y la complejidad de los denominados terrenos alóctonos, sugiere la existencia de dos orígenes diferentes para los dos dominios con rocas oceánicas. Además, hay varias consideraciones que sugieren una falta de cilindrismo en lo que se refiere al origen y emplazamiento de los terrenos alóctonos, tales como su distribución actual y su posición a veces anómala con respecto a la zonación paleogeográfica de Gondwana.

Una buena parte del Cinturón Hercínico debió formar parte durante el Paleozoico del margen del Gondwana, en una posición no muy lejana al norte de la actual costa de Africa. Las hipótesis previas sobre la existencia de Armórica, una pequeña placa independiente (VAN DER VOO, 1970; PERRAUD *et al.*, 1984) desde el Silúrico hasta el Devónico Medio, no parecen apoyadas por los nuevos datos paleomagnéticos (KENT *et al.*, 1984) y nunca estuvieron asentadas en datos geológicos.

Lo que caracteriza a esa parte de Gondwana es la existencia de movimientos Cadomienses, el equivalente europeo de la Orogenia Pan-Africana, en el Proterozoico Superior y Cámbrico basal (650-550 Ma, COGNE, 1974; BERTRAND y CABY, 1978). Otra característica es la presencia de monótonas secuencias terrígenas de edad Proterozoico Superior, acompañadas a menudo de un magmatismo importante: el Brioveriense francés (COGNE, 1974), el Alcudiense o Complejo Esquisto-grauváquico español (TEIXEIRA, 1955; BOUYX, 1970) y el Bohémico del macizo de igual nombre (STETTNER, 1986). También son características comunes el magmatismo félsico o bimodal del Paleozoico Inferior, interpretado como resultado de un proceso de «rifting» (BARD *et al.*, 1980; MATTE, 1986; FRANKÉ, 1986), y la existencia de horizontes glaciomarininos en el Ordovícico Superior (ROBARDET, 1980). Las secuencias del Proterozoico Superior y Paleozoico descansan sobre un viejo cratón que aflora en el N del

Macizo Armórico (COGNE, 1974) y que ha sido también identificado en ambos márgenes del Golfo de Vizcaya (CAPDEVILLA *et al.*, 1974; DIDIER *et al.*, 1977; BOILLLOT *et al.*, 1985). Las edades isotópicas de esas rocas se agrupan alrededor de 2.7, 1.8 and 0.6 Ga, comparables con las de Cratón Oeste Africano (GUERROT *et al.*, 1989). Además muestran otra característica del Gondwana Precámbrico: la ausencia de edades Grenville.

En el dominio de Gondwana, que corresponde a las zonas rayadas de la Fig. 1, pueden diferenciarse varias zonas paleogeográficas (KOSSMAT, 1927; LOTZE, 1945; JULIVERT *et al.*, 1972; COGNE, 1974). En la Península Ibérica, estas zonas forman bandas de límites aproximadamente paralelos. Las Zonas Cantábrica y Asturoccidental-

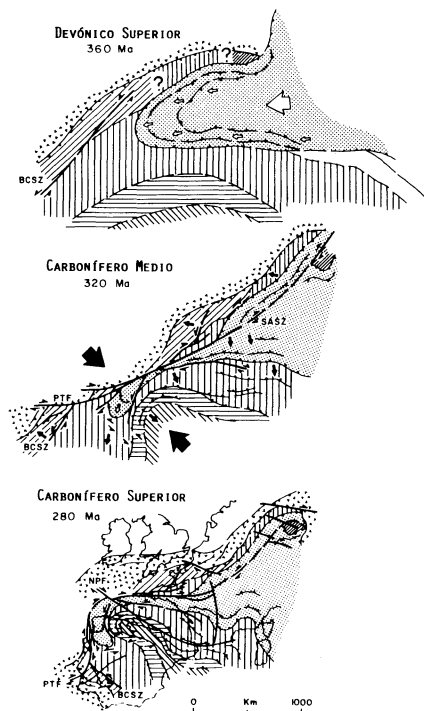


Fig. 1. Evolución propuesta para el Cinturón Hercínico Europeo.

Leonesa (rayas oblicuas NO-SE y horizontales respectivamente) forman un apretado arco comprendido en su mayor parte en el interior de la Península, pero la Zona Centroeuropea (rayas verticales) parece continuar hacia el N y E, aunque dividiéndose en dos ramas. La rama meridional pasaría al S del Macizo Armoricano y seguiría por los Pirineos, la Cordillera Costera Catalana, y la Montaña Negra hasta Cerdeña. La rama septentrional tiene su prolongación en la Zona Centroarmoricana (PARIS y ROBARDET, 1977). La Zona de Ossa-Morena (rayas oblicuas NE-SO) continúa probablemente por la zona Norarmoricana y es probable que, a su vez, las Zonas Centro y Norarmoricanas continúen hacia el E por las Zonas Sajoturíngica y Moldanúbica (rayas verticales y oblicuas apretadas, respectivamente). Aunque parece seguro que estas dos últimas zonas formaron parte de Gondwana, no lo es que permanecieran unidas al continente durante todo el Paleozoico. La posibilidad de que representen terrenos separados de Gondwana antes de haber sido afectados por la orogenia no puede ser descartada y, por eso, su continuidad se ha interrumpido con sendos signos de interrogación en las figuras.

Por lo que respecta a los terrenos alóctonos, su origen exótico se deduce de la presencia de asociaciones ofiolíticas y de la identificación, en varias de las unidades, de un metamorfismo pre-hercínico con gradientes de presión superiores a los del metamorfismo hercínico de sus autóctonos relativos. Estos terrenos, representados en las figuras por una trama de puntos, existen en el noroeste de la Península Ibérica (RIBEIRO, 1983; ARENAS *et al.*, 1986), la Zona Surarmoricana del Macizo Armoricano (HANMER, 1977; MARCHAND, 1981; BURG, 1981), el Macizo Central Francés (BURG y MATTE, 1978; BODINIER *et al.*, 1986, 1988), la Selva Negra (WIMMENAUER y LIM, 1988), los Vosgos (EIBACHER *et al.*, 1989), el Macizo de Bohemia (BEHR *et al.*, 1982; TOLLMAN, 1982;

FUCHS, 1983), los Sudetes polacos (SMULIKOWSKI y SMULIKOWSKI, 1985; QUENARDEL *et al.*, 1988), el Macizo de Maures, al sur de Francia (VAUCHEZ y BUFFALO, 1988), Córcega y Cerdeña (BOURROUILH *et al.*, 1980).

Además, unidades con las mismas características existen en zonas del Cinturón Hercínico que fueron afectadas después por la orogenia Alpina, tales como los Alpes (VON RAUMER, 1984; FRISCH *et al.*, 1984, 1987; BODINIER *et al.*, 1986; BECKER *et al.*, 1987; SASSI *et al.*, 1987), la región del sur de la Cárpatos y los Balcanes (HAYDOUTOV, 1987). En su conjunto, los terrenos alóctonos del Cinturón Hercínico y las unidades equivalentes en el basamento de los Alpes debían formar un gran triángulo con una extensión de su vértice occidental correspondiente a la Zona Surarmoricana y los alóctonos del NO de la Península Ibérica (Fig. 1).

En la Península Ibérica, los terrenos alóctonos se disponen en un apilamiento ordenado de cuatro conjuntos principales, si bien a menudo son discontinuos o muestran imbricaciones y repeticiones anómalas (RIBEIRO, 1983; ARENAS *et al.*, 1986). El conjunto basal es esencialmente sedimentario, muy potente, e incluye un magmatismo bimodal paleozoico calcoalcalino y peralcalino en su unidad superior (FLOOR, 1966; RIBEIRO y RIBEIRO, 1972; RIBEIRO, 1974; IGLESIAS *et al.*, 1983; MARQUINEZ, 1984; FARIAS *et al.*, 1987), la cual es considerada un manto de cabalgamiento independiente. Se supone que representa una parte del margen continental de Gondwana que ha experimentado una fuerte traslación. En esta unidad superior se han identificado eclogitas de tipo C y un metamorfismo en facies de los esquistos azules (MUNHA *et al.*, 1984; SCHERMERHORN y KOTSCH, 1984; GIL IBARGUCHI y ORTEGA GIRONES, 1985) cuya terminación ha sido datada alrededor de 360 Ma (CALSTEREN, 1977). Se supone que estas rocas son testimonio de un episodio Eo-Hercínico

de subducción del margen de Gondwana en el Devónico.

Sobre el conjunto basal se dispone otro ofiolítico fuertemente desmembrado (ARENAS *et al.*, 1986; ARENAS, 1988) y, sobre él, el tercer conjunto, formado por rocas catazonales ultramáficas, máficas y félsicas que incluyen eclogitas de tipo B y granulitas de presión intermedia a alta. El comienzo del metamorfismo catazonal se ha datado en 476 ± 12 Ma (KUIJPER, 1979), y su gradiente geotérmico se ha establecido entre 14 y $20^\circ/\text{Km}$ (ARENAS *et al.*, 1986). Posteriormente, esas rocas sufrieron una retrogradación progresiva, acompañada de milonitización en facies anfibolita, datada en 406-384 Ma (CALSTEREN *et al.*, 1979).

El conjunto superior incluye una potente sucesión flyschoides, supuestamente de edad Paleozoico Inferior, que reposa sobre anfibolitas bandeadas y que no muestran más metamorfismo pre-Hercínico que un evento de alta T y baja P que no está asociado a ningún episodio de deformación (DIAZ GARCIA, 1988). Los sedimentos se depositaron aparentemente sobre corteza oceánica (WILLIAMS, 1983) y fueron afectados por una actividad magmática bimodal probablemente relacionada con el evento térmico. Las edades radiométricas de algunos granitos de este episodio son de 460-480 Ma (KUIJPER, 1979).

Las rocas máficas de los dos conjuntos muestran afinidades toleíticas, a menudo pobres en potasio (PEREZ ESTAUN, 1982; BERNARD-GRIFFITHS *et al.*, 1985) y se ha sugerido que corresponden a un dominio de arco de islas o trasera de arco (MARTINEZ CATALAN *et al.*, 1984; ARENAS *et al.*, 1986; DIAZ GARCIA, 1988), aunque no debe descartarse la posibilidad de que en parte representen una corteza continental atenuada. En cualquier caso, el evento catazonal del tercer conjunto sólo puede estar ligado a una subducción o un engrosamiento cortical de edad caledónica, concretamente Ordovícico Inferior. En ese tiempo, el conjunto superior estaba siendo afectado por

un magmatismo sin relación con ningún evento deformativo, lo que sugiere una disposición consistente en una zona de subducción y una cuenca marginal asociada para el conjunto de las dos unidades.

Los terrenos alóctonos del resto del Cinturón Hercínico Europeo se describen normalmente con el nombre de grupo leptinoanfíbolítico (FORESTIER, 1963; SANTA-LIER *et al.*, 1988). Las rocas de este grupo corresponden fundamentalmente a las unidades catazonales (conjunto tercero de la Península Ibérica), aunque las que contienen relictos de un metamorfismo Eo-Hercínico de alta P son correlacionables con el conjunto inferior. La interpretación más aceptada para el grupo es que deriva de un ámbito de arcos de islas y su correspondiente cuenca marginal (BODINIER *et al.*, 1986, 1988), aunque no se descarta que represente parte de un margen continental (PIN y VIELZEUF, 1988). En cualquier caso, habría sufrido una subducción en tiempos ordovícico-silúricos (450-400 Ma), (PIN y VIELZEUF, 1983, 1988). Se han obtenido algunos datos radiométricos en el Macizo Central Francés (PIN y LANCELOT, 1982), el Macizo de Münchberg (GEBAUER y GRUNENFELDER, 1979) y los Alpes Austriacos (FRANK *et al.*, 1976; BECKER *et al.*, 1987), que se interpretan como la edad de los protolitos relacionados con el arco y que se situaría alrededor de 500 Ma.

Existen, además, equivalentes a la secuencia flyschoides superior de la Península Ibérica en el Macizo Central Francés (BURG y MATTE, 1978) y ofiolitas en Bretaña (Baie d'Audierne, HANMER, 1977), el sur de los Alpes (CHAMROUSSE, BODINIER *et al.*, 1986) y los macizos alóctonos de la Zona Sajoturíngica, como Sowie Gory (QUENARDEL *et al.*, 1988) y el Macizo de Münchberg (BEHR *et al.*, 1982). Rocas equivalentes a las del conjunto inferior existen en la parte sur del Macizo Armoricano e incluyen esquistos azules, datados alrededor de 400 Ma (BURG, 1981; PEUCAT y COGNE, 1977; QUINQUIS y CHOUKROUNE,

1981). En el área afectada por la Orogenia Alpina existe una creciente evidencia de la existencia de un metamorfismo caledónico relacionado con un proceso subductivo (BECKER *et al.*, 1987; SASSI *et al.*, 1987) y de un magmatismo previo de tipo arco de islas (FRISCH *et al.*, 1984, 1987).

Los terrenos alóctonos fueron afectados por la deformación Hercínica y muestran pliegues tumbados, cabalgamientos, pliegues tardíos y zonas de cizalla transcurrentes que se desarrollaron a lo largo del Devónico Superior y el Carbonífero. Esas estructuras se superponen a la foliación milonítica dataada como Silúrico Superior-Devónico Inferior (CALSTEREN *et al.*, 1979; MARCOS, 1982). Esta foliación, desarrollada durante el evento Eo-Hercínico, incluye una lineación mineral y de estiramiento que es subparalela a las estructuras Hercínicas posteriores y a la zonación paleogeográfica del dominio de Gondwana, y debe reflejar la dirección del movimiento relativo de los conjuntos afectados (SHACKLETON y RIES, 1984). El sentido de movimiento deducido en algunas localidades (BURG, 1981; QUINQUIS y CHOUKROUNE, 1981; VAUCHEZ y BUFALO, 1988; RIBEIRO *et al.* in press.) es en general hacia el oeste o noroeste (sur o suroeste en la Península debido al giro posterior del arco y a la apertura del Golfo de Vizcaya).

La presencia de flyschs sinorogénicos es común en varias zonas del cinturón hercínico, encontrándose a menudo este tipo de depósitos por debajo de los terrenos alóctonos. En la Zona Sajoturúngica, los flyschs más viejos son de edad Devónico Inferior o Medio y los del Devónico Superior contienen espinela cromífera, lo que sugiere que las unidades con rocas ultramáficas se habían emplazado ya en ese tiempo (FRANKE y ENGEL, 1986; HEINRICH, 1986).

UN MODELO NO CILINDRICO

Una de las razones fundamentales para proponer un modelo de este tipo se deriva de la disposición actual de los terrenos alóctonos, que forman una especie de cuña bordeada por zonas de afinidad Gondwánica. Esto es particularmente claro en el NO de la Península Ibérica y en el O y S de Francia. En la Península, los terrenos están rodeados por la Zona Centroeibérica, que parece bifurcarse (Fig. 1). Los terrenos separan la zonación de Gondwana de una forma asimétrica, con los dominios más interiores del cratón hacia la parte interna del arco Ibero-Armoricano y los más externos hacia la parte exterior. Esto sugiere que el emplazamiento de los mismos fue subparalela a la zonación paleogeográfica de Gondwana. En qué medida penetraron los terrenos en la plataforma de Gondwana depende de la continuidad original entre el Macizo Armoricano y las Zonas Sajoturúngica y Moldanúbica.

La otra razón está fundamentada en la penetrativa lineación Eo-Hercínica y los criterios de movimiento de las estructuras asociadas, que sugieren un emplazamiento hacia el oeste cuando se elimina el arco Ibero-Armoricano.

La Fig. 1 muestra un esquema de lo que pudo ser la evolución del orógeno. En el Devónico Superior, cuando empezaba la deformación hercínica en sentido estricto en la mayor parte del dominio de Gondwana, los terrenos ya se habría emplazado en la dirección de las flechas blancas, mientras que la convergencia en el cinturón de cabalgamientos externo (pequeñas uves sin orientar en la figura) estaría comenzando, ya que ésa es la edad de la formación de las primeras mélanges (SANDERSON, 1984). La formación original del alóctono es difícil de establecer ya que, después, fue afectado por la deformación hercínica y por la tectónica mesozoica y cenozoica en la región Mediterránea. La forma de lengua de la fig. 1 está inspirada en la del arco de Banda, que está

obduciendo actualmente sobre el margen continental de Australia entre este continente y Nueva Guinea de una manera oblicua (CARDWELL e ISACKS, 1978; HAMILTON, 1979; BOWIN *et al.*, 1980). Esta es una posibilidad razonable, puesto que en los terrenos alóctonos parecen existir unidades derivadas de un arco de islas. Sin embargo, es posible que algunas unidades deriven de un arco de islas viejo y que una nueva estructura arqueada o una subplaca con forma de cuña se desarrollara en el Silúrico Superior. Una revisión de la tectónica reciente de la región de Indonesia (HAMILTON, 1979; BOWIN *et al.*, 1980) puede dar una idea sobre la complejidad de los fenómenos que pueden haber tenido lugar.

Al final de Devónico, el alóctono incluiría probablemente unidades del dominio del arco, corteza oceánica y, además, partes del margen continental de Gondwana incorporados durante su avance. El emplazamiento de una masa de esas características pudo ser en parte obductivo, pero en parte pudo producir una hendidura en el margen continental, con rotación de una o las dos ramas en las que había resultado dividido.

El mapa del Carbonífero Medio muestra la posible distribución de los diferentes dominios en esa época. Las zonas de Gondwana se habrían estrechado, como consecuencia de la Orogenia Hercínica, cuyas direcciones de acortamiento están indicadas por las flechas negras. El arco Ibero-Armoricano estaría parcialmente desarrollado y también parte del sistema de cizallas transcurrentes. La zona de cizalla senestra de Badajoz-Córdoba (BCSZ) es de edad Carbonífero Inferior (CHACON *et al.*, 1983; GARCIA CASQUERO *et al.*, 1988) y las zonas dexas evolucionaron a lo largo del periodo Carbonífero (345-290 Ma en el Macizo Armoricano, PEUCAT *et al.*, 1984). La falla de Porto-Tomar (PTF) se ha relacionado con las zonas de cizalla Norte y Surarmoricana (SASZ) aunque, probablemente, la estructura de detalle es más compleja. La extraordinaria similitud estratigráfica entre la parte

occidental de la Zona Centroibérica y la Zona Centroarmoricana (PARÍS y ROBARDET, 1977) puede ser explicada por una posición original contigua, lo que implicaría una traslación dextra de unos 1.000 Km. La falla de Porto-Tomar es oblicua a las primeras estructuras Hercínicas y a la zona de cizalla de Badajoz-Córdoba, lo que puede indicar que el arco estaba parcialmente desarrollado con anterioridad al movimiento de la misma. El último estadio (Fig. 1) se caracterizó por la continuación de la deformación en el cinturón externo y en la parte interna del arco, junto con el apretamiento final de este último.

Una de las claves para comprender la evolución del Cinturón Hercínico es la posición de las dos placas mayores involucradas, Laurasia y Gondwana. Laurasia se formó por colisión entre Laurencia y Báltica durante la Orogenia Caledónica. Ambas placas convergieron frontalmente entre el Ordovícico Inferior y el Silúrico Medio y, después, se fueron incorporando otras masas continentales menores provenientes de Gondwana (SOPER y HUTTON, 1984). El Macizo de Londres-Brabant acreció antes del Devónico Medio. Avalon chocó con el continente de forma muy oblicua y subsecuentemente se movió 1.500 Km hacia el NE en relación a Norteamérica (KEPPIE, 1985), emplazándose definitivamente en el Devónico Medio (ZIEGLER, 1988).

La fig. 2 muestra una reconstrucción posible de las placas para intervalos de 40 Ma. La posición de Gondwana es mal conocida en el Silúrico Superior (KENT *et al.*, 1984), aunque se admite la existencia de un océano paleozoico entre este continente y Gondwana (RAST y SKEHAN, 1983; SOPER y HUTTON, 1984; ZIEGLER, 1986, 1988). Sin embargo, las ofiolitas interpretadas como la sutura entre ambos dominios han sido relacionadas como «pull-aparts» creados en una megacizalla intracontinental dextra (SANDERSON, 1984; BARNES y ANDREWS, 1986) durante el Devónico Medio. Por esta razón se ha supuesto una posi-

ción próxima de ambos dominios en el Silúrico Superior.

Los conjuntos superiores de los terrenos alóctonos, con afinidades oceánicas y de arco, habrían comenzado a emplazarse en el Silúrico Superior. De acuerdo con su posición en relación a Gondwana, se habrían desarrollado previamente en el margen meridional de Báltica y las edades metamórficas ordovícicas y silúricas reflejan, probablemente, un auténtico evento caledónico.

Los datos faunísticos indican que la colisión entre Laurasia y Gondwana se produjo en Europa Central a partir del Devónico Medio (ERBEN y ZAGORA, 1967) y fue progresivamente más joven hacia el oeste, siendo de edad Pérmico Inferior en los Apalaches meridionales y las Mauritánides (DEWEY, 1982; WILLIAMS y HATCHER, 1983; ZIEGLER, 1988). En la parte más

oriental del cinturón, por el contrario, la colisión probablemente nunca se completó y parece haber existido un océano entre Gondwana y Eurasia durante todo el Paleozoico y Mesozoico en lo que hoy es el Cáucaso y Turquía (ADAMIA *et al.*, 1987). Tras la colisión, la orogenia prosiguió por una combinación de movimientos convergentes y transcurrentes. El sistema de movimientos dextros europeo (Porto-Tomar, zonas de cizalla Armorianas) tiene posiblemente su prolongación en los Apalaches, donde se produjeron traslaciones de cientos de kilómetros en diferentes fallas durante el Devónico Superior y Carbonífero (BRADLEY, 1982; SPARIOSU *et al.*, 1984). La falla de Porto-Tomar se ha prolongado hacia el oeste por la falla de Cobequid-Chedabucto (CHF), para la cual puede deducirse una traslación de al menos 150 Km a partir de

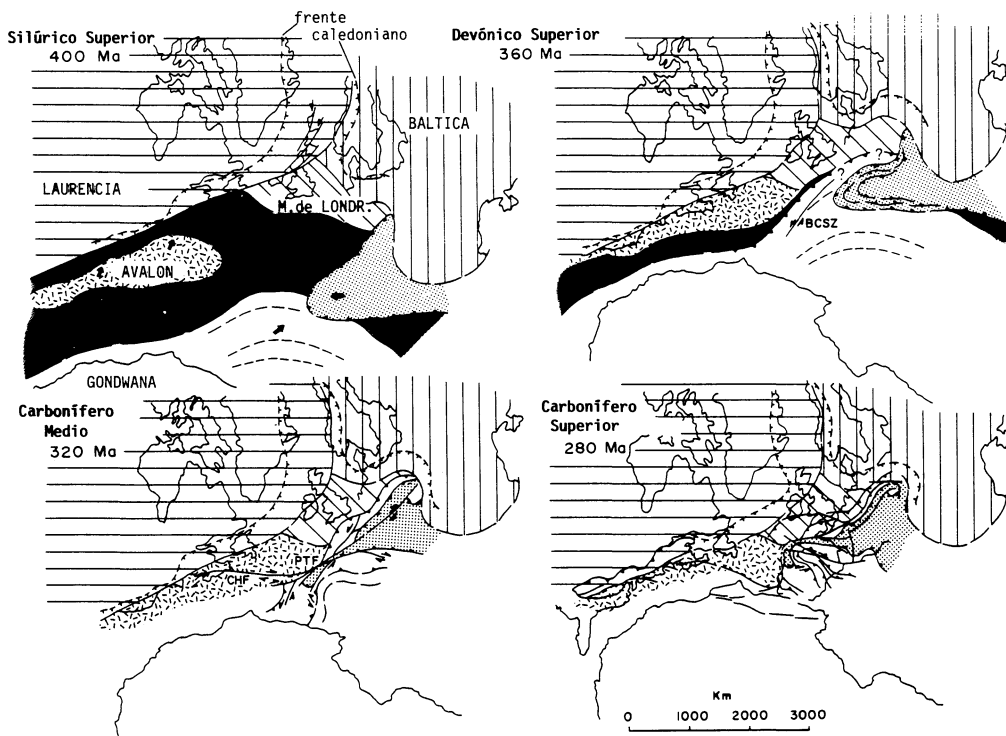


Fig. 2. Esquema de la evolución de las placas para intervalos de 40 Ma.

datos paleomagnéticos (SCOTESE *et al.*, 1984; SPARIOSU *et al.*, 1984). Seguramente la relación es más compleja, e incluye más fallas que las representadas esquemáticamente aquí.

CONCLUSIONES

Los terrenos alóctonos del Cinturón Hercínico pueden ser explicados por el emplazamiento oblicuo de un conjunto de rocas desarrolladas previamente en el margen meridional de la placa Báltica. La naturaleza no cilíndrica de la traslación propuesta, con una dirección de transporte subparalela al margen continental de Gondwana puede explicar dos características claves del orógeno: las lineaciones «paralelas» en los terrenos alóctonos y la localización de áreas provenientes de Gondwana a ambos lados de los terrenos.

Las edades radiométricas encajan en el modelo y sugieren que se produjo una primera actividad de edad Caledónica, ligada probablemente a la Orogenia de igual nombre, un episodio Eo-Hercínico de emplazamiento de los terrenos y una evolución subsiguiente, Hercínica, del conjunto. La geometría dibujada para el alóctono Eo-Hercínico y sus relaciones con Gondwana son especulativas y basadas en la obducción actual del arco de Banda sobre el margen continental de Australia-Nueva Guinea, que se

considera puede representar una situación análoga a la del Cinturón Hercínico en los comienzos de su evolución. Ni esa forma ni la disposición de las placas en el Silúrico y Devónico son hechos bien establecidos, poniéndose el énfasis en el posible emplazamiento oblicuo de los terrenos en tiempos Eo-hercínicos.

Aparentemente existen dos suturas, pero sus vergencias no son ni idénticas ni opuestas: los terrenos alóctonos se habrían emplazado hacia el O o SO, mientras que la convergencia en el cinturón externo fue hacia el NO. El océano Rheic, entre Gondwana y Avalón, era probablemente el Proto-Tethys o estaba conectado con él, y el cierre complejo de este océano habría producido las dos suturas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es la versión en castellano, algo resumida, de otro publicado en *Tectonophysics* con un título similar. Los agradecimientos a R. Allmendinger, R. Arenas, F. Bastida, L. Brown, F. Díaz García, P. Le Fort y C. Quesada expresados en aquel son extensibles a éste y a ellos cabe añadir el reconocimiento a J. R. Vidal Romaní por las facilidades dadas para su exposición pública en la XI Reunión de Xeología e Minería de NO Peninsular y por su interés en que fuera publicado en este volumen.

BIBLIOGRAFIA

- ADAMIA, SH. A., BELOV, A. A., KEKELIA, M. A. & SHAVISHVILI, I. D. (1987). Paleozoic tectonic development of the Caucasus and Turkey (Geotransverse C). In: Flügel, H. V., Sassi, F. P. & Grecula, P. (eds.) Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts. *Mineralia slovacae*, Monography, Alfa Bratislava, 23-50.
- ANDRADE, A. A. S. (1977). The Beja ophiolitic complex in southern Portugal, a preliminary description. *Mem. e Notícias* 84, 49-57.
- ARENAS, R. (1988). Evolución petrológica y geoquímica de la unidad alóctona inferior del complejo metamórfico básico-ultrabásico de Cabo Ortegal (Unidad de Moeche) y del Silúrico paraautoctono, Cadena Hercínica Ibérica (NW de España). *Corpus Geologicum Gallaeciae* 4, 543 pp.
- ARENAS, R., GIL-IBARGUCHI, J. I., GONZALEZ LODEIRO, F., KLEIN, E., MARTINEZ CATALAN, J. R., ORTEGA GIRONES, E., PABLO MACIA, J. G. de & PEINADO, M. (1986). Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. *Hercynica* 2, 87-110.
- ARTHAUD, F. & MATTE, Ph., (1977). Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: results of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.* 88, 1.305-1.320.
- BADHAM, J. P. N. (1982). Strike-slip orogens-an explanation for the Hercynides. *J. Geol. Soc. London* 139, 493-504.
- BADHAM, J. P. N. & HALLS, C. (1975). Microplate tectonics, oblique collisions and the evolution of the Hercynian orogenic systems. *Geology* 3, 373-376.
- BADHAM, J. P. N. & KIRBY, G. A. (1976). Ophiolites and the generation of ocean crust: data from the Lizard Complex, *Cornwall. Bull. Geol. Soc. Fr.* 7, 885-888.
- BARD, J. P., BRUG, J. P., MATTE, Ph. & RIBEIRO, A. (1980). La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. Coll. C6, 26 Congr. Géol. Intern. *Mém. B. R. G. M.* 108, 233-246.
- BARNES, R. P. & ANDREWS, J. R. (1986). Upper Paleozoic ophiolite generation and obduction in South Cornwall. *J. Geol. Soc. London* 143, 117-124.
- BECKER, L. P., FRANK, W., HÖCK, V., KELIN-SCHMIDT, G., NEUVAUER, F., SASSI, F. P. & SCHRAMM, J. M. (1987). Outlines of the pre-Alpine metamorphic events in the Austrian Alps. In: Flügel, H. V., Sassi, F. P. & Grecula, P. (eds.) Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts. *Mineralia slovacae*, Monography, Alfa Bratislava, 69-106.
- BEHR, H. J. (1983). Intracrustal and subcrustal thrust tectonics at the northern margin of the Bohemian Massif. In: Martin, H. & Eder, F. W. (eds.). Intracontinental fold belts, 365-403.
- BEHR, H. J., ENGEL, W. & FRANKE, W. (1982). Variscan wildflysch and nappe tectonics in the Saxothuringian zone (Northeast Bavaria, West Germany). *Am. J. Sci.* 282, 1.438-1.470.
- BEHR, H. J., ENGEL, W., FRANKE, W., GIESE, D. & WEBER, K. (1984). The Variscan belt in Central Europe: Main structures, geodynamic implications, open questions. *Tectonophysics* 109, 15-40.
- BERNARD-GRIFFITHS, J., PEUCAT, J. J., CORNICHE, J., IGLESIAS PONCE DE LEON, M. & GIL IBARGUCHI, J. I. (1985). U-PB. Nd isotope and REE geochemistry in eclogites from the Cabo Ortegal Complex, Galicia, Spain: an example of REE immobility conserving MORB-like patterns high-grade metamorphisms. *Chem. Geol.* 52, 217-225.
- BERTHE, D., CHOUKROUNE, P. & JEGOUZO, P. (1979). *Orthogneisses*, mylonite and non coaxial deformation of granites: the examples of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.* 1, 31-42.
- BERTRAND, J. M. L. & CABY, R. (1978). Geodynamic evolution of the Pan-African Orogenic Belt: a new interpretation of the Hoggar Shield (Algerian Sahara). *Geol. Rundsch.* 67, 357-388.
- BODINIER, J. L., BURG, J. P., LEYRELOUP, A. & VIDAL, H. (1988). Reliques d'un bassin d'arrière-arc subducté puis obducté dans la région de Marveols (Massif central). *Bull. Soc. géol. France* 8, (4), 21-33.
- BODINIER, J. L., GIRAUD, A., DUPUY, C., LEYRELOUP, A. & DOSTAL, J. (1986). Caractérisation géochimique des metabasites associées à la suture méridionale hercynienne: Massif central français et Chamrousse. *Bull. Soc. géol. France* 8, (2), 115-123.
- BOILLOT, G., TEMIME, D., MALOD, J. A., CAPDEVILA, R., COUSIN, M., DUPEUBLE, P. A., GONZALEZ LODEIRO, F., LAMBOY, M., LEPIVIER, C., MARTINEZ CATALAN, J. R., MASCLE, G., MULLER, C., PASTOURET, L., TAUGOURDEAU-LANTZ, J. & VANNEY, J. R. (1985). Exploration par submersible de la marge continentale au Nor-Ouest de l'Espagne. *Bull. Soc. géol. France* 8, 89-102.
- BOUYX, E. (1970). Contribution à l'étude des Formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz). *Mem. Inst. Geol. Min. España* 73, 263 pp.
- BOURROUILH, R., COCOZZA, T., DEMANGE, M., DURAND-DELGA, M., GUEIRARD, S., GUI-TARD, G., JULIVERT, M., MARTINEZ, F. J., MASSA, D., MIROUSE, R. & ORSINI, J. B. (1980). Essai sur l'évolution paléogéographique, structurale et métamorphique du Paléozoïque du Sud de la France et de l'Ouest de la Méditerranée.

- Coll. C6, 26 Congr. Géol. Intern.: Géologie de l'Europe. *Mém. B. R. G. M.* 108, 159-188.
- BOWIN, C., PURDY, G. M., JOHNSTON, C., SHOR, G., LAWVER, L., HARTONO, H. M. S. & JEZEK, P. (1980). Arc-continent collision in the Banda Sea region. *Am. Assoc. Petr. Geol.* 64, 868-915.
- BRADLEY, D. C. (1982). Subsidence in late paleozoic basins in the northern Appalachians. *Tectonics* 1, 107-123.
- BRUND, J. P. & BURG, J. P. (1982). Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision. *Earth Planet., Sci. Lett.* 61, 319-332.
- BURG, J. P. (1981). Tectonique tangentielle hercynienne en Vendée littorale: Signification del Linéamientos d'étirement E-W dans les porphyroïdes à foliation horizontale. *C. R. Acad. Sc. Paris* 293, 849-854.
- BURG, J. P., BALE, P., BRUN, J. P. & GIRARDEAU, J. (1987). Stretching lineations and transport direction in the Ibero-Armorican arc during the siluro-devonian collision. *Geodinamica Acta* 1, 71-87.
- BURG, J. P., IGLESIAS, M., LAURENT, Ph., MATTE, Ph. & RIBEIRO, A. (1981). Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Córdoba shear zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics* 78, 161-177.
- BURG, J. P. & MATTE, Ph. (1978). A cross section through the French Massif Central and the scope of its Variscan geodynamic evolution. *Z. Dtsch. Geol. Ges* 129, 429-460.
- BURRET, C. F. (1972). Plate tectonics and the Hercynian orogeny. *Nature* 239, 155-157.
- CALSTEREN, P. W. C. VAN (1977). Geochronological, geochemical and geophysical investigations in the high-grade mafic-ultramafic complex at Cabo Ortegal and other pre-existing elements in the hercynian basement of Galicia (NW Spain). *Verh. ZWO Lab. Isot. Geol. Amsterdam* 2, 1-74.
- CALSTEREN, P. W. C. VAN, BOELRIJK, N. A. I. M., HEBEDA, E. H., PRIEM, H. N. A., TEX, E. DEN, VERDURMEN, E. A. T. H. & VERSCHURE, R. H. (1979). Isotopic dating of older elements (including the Cabo Ortegal mafic-ultramafic complex) in the Hercynian Orogen of NW Spain: manifestations of a presumed Early Paleozoic Mantle plume. *Chemical Geol.* 24, 35-56.
- CAPDEVILA, R., LAMBOY, M. & LEPRETRE, J. P. (1974). Découverte de granulites, de charnockites et de syénites néphéliniques dans la partie occidentale de la marge continentale Nord espagnole. *C. R. Acad. Sc. Paris* 278, 17-20.
- CARDWELL, R. K. & ISACKS, B. L. (1978). Geometry of the subducted lithosphere beneath the Banda Sea in Eastern Indonesia from seismicity and fault plane solutions. *J. Geophys. Res.* 83, 2.825-2.838.
- CHACON, J., OLIVEIRA, V., RIBEIRO, A. & OLIVEIRA J. T. (1983). La estructura de la zona de Ossa-Morena. *Geología de España, Libro Jubilar J. M. Rios I*, 490-504.
- COGNE, J. (1974). Le Massif Armoricaín. In: Debelmas, J. *Géologie de la France* 1, 105-161.
- CRÉSPO-BLANC, A. & OROZCO, M. (1988). The Southern Iberian Shear Zone: a major boundary in the Hercynian folded belt. *Tectonophysics* 148, 221-227.
- DAVIES, G. R. (1984). Isotopic evolution of the Lizard complex. *J. Geol. Soc. London* 141, 3-14.
- DEWEY, J. F. (1982). Plate tectonics and the evolution of the British Isles. *J. geol. Soc. London* 139, 381-423.
- DIAZ GARCIA, F. (1988). La geología del sector occidental del Complejo de Ordenes (Cordillera Hercínica, NW de España) *Serie Nova Terra*, n.º 3, O Castro, 230 pp.
- DIDIER, J., GUENNOC, P. & PAUTOT, G. (1977). Granodiorites et charnockites de l'éperon de Goban (marge armoricaine) au contact du domaine océanique. *C. R. Acad. Sc. Paris* 284, 713-716.
- EISBACHER, G. H., LÜSCHEN, E. & WICKERT, F. (1989). Crustal-scale thrusting and extension in the Hercynian Schwarzwald and Vosges, Central Europe. *Tectonics* 8, 1-21.
- ENGEL, W., FRANKE, W., GROTE, G., WEBER, K., AHRENDT, H. & EDER, W. (1983). Nappe tectonics in the southeastern part of the Reinisches Schiefergebirge. In: Martin, P. S. & Eder, F. W. (eds.). *Intracontinental Fold Belts*, Springer, Berlin, 267-287.
- ERBEN, H. K. & ZAGORA, K. (1967). Devonian of Germany. *Proceed. Intern. Symp. on the Devonian System*, Calgary. Abstr. 50-51.
- FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., GONZALEZ LO-DEIRO, F., MARQUINEZ, J., MARTIN PARRA, L. M., MARTINEZ CATALAN, J. R., PABLO MACIA, J. G. DE & RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. (1987). Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Memórias Faculdade de Ciências, Univ. do Porto*, 1, 411-431.
- FLOOR, P. (1966). Petrology of an aegirine-riebeckite gneiss-bearing part of the Hesperian Massif: the Galifeiro and surrounding areas, Vigo, Spain. *Leidse. Geol. Meded.*, 36, 203 pp.
- FORESTIER, F. H. (1963). Métamorphisme hercynien et antéhercynien dans le bassin du Haut-Allier (Massif Central français). *Bull. Serv. Carte Géol. France* 271, 294 pp.
- FRANK, W., KLEIN, P., NOWY, W. & SCHABERT, S. (1976). Die Datierung geologischer Ereignisse im Altkristallin der Geinalpe (Steiermark) mit der Rb/Sr-Methode. *Tschermaks miner. petrogr. Mitt.*, 23, 191-203.
- FRANKE, W. (1986). Development of the Central European Variscides-a review. In: Third workshop on the European Geotraverse Project: The central

- segment (eds.: R. Freeman, S. Mueller. & P. Giese), 65-71.
- FRANKE, W. & ENGEL, W. (1986). Synorogenic sedimentation in the Variscan Belt of Europe. *Bull. Soc. Géol. France* 8, 2, 25-33.
- FRISCH, W., NEUBAUER, F., BRÖCKER, M., BRÜCKMANN, W. & HAISS, N. (1987). Interpretation of geochemical data from the Caledonian basement within the Austroalpine basement complex. In: Flügel, H. V., Sassi, F. P. & Grecula, P. (eds) Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts. *Mineralia slovacca*, Monography, Alfa Bratislava, 209-226.
- FRISCH, W., NEUBAUER, F. & SATIR, M. (1984). Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle. *Geol. Rundsch.* 73, 47-68.
- FUCHS, G. (1983). The evolution of the Bohemian Massif in Austria. *Terra Cognita* 3, 198 (Abstr.).
- GARCIA CASQUERO, J. L., PRIEM, H. N. A., BOELRIJK, N. A. I. M. & CHACON, J. (1988). Isotopic dating of the mylonitization of the Azuaga Group in the Badajoz-Córdoba belt, SW Spain. *Geol. Rundsch.* 77, 483-489.
- GATES, A. E., SIMPSON, C. & GLOVER III, L. (1986). Appalachian carboniferous dextral strike-slip faults: an example from Brookneal, Virginia. *Tectonics* 5, 119-133.
- GEBAUER, D. & GRÜNENFELDER, M. (1979). U-Pb zircon and Rb-Sr mineral dating of eclogites and their country rocks. Example: Münchberg gneiss massif, Northeast Bavaria. *Earth Planet. Sci. Lett.* 42, 35-44.
- GIL IBARGUCHI, I. & ORTEGA GIRONÉS, E. (1985). Petrology, structure and geotectonic implications of glaucophane-bearing eclogites and related rocks from the Malpica-Tuy (MT) Unit, Galicia, Northwest Spain. *Chemical Geol.* 50, 145-162.
- GUERROT, C., PEUCAT, J. J., CAPDEVILA, R. & DOSSO, L. (1989). Archean protoliths within Early Proterozoic granulitic crust of the west European Hercynian belt: Possible relics of the west African craton. *Geology* 17, 241-244.
- HAMILTON, W. (1979). Tectonics of the Indonesian Region. *Geol. Surv. Profess. Paper* 1078, 345 pp.
- HANMER, S. K. (1977). Age and tectonic implications of the Baie d'Audierne basic-ultrabasic complex. *Nature* 270, 336-338.
- HAWORTH, R. T. & JACOBI, R. D. (1983). Geophysical correlation between the geological zonation of Newfoundland and the British Isles. In: Hatcher, R. D., Williams, H. & Zietz, I. (eds.). The tectonics and geophysics of Mountains Chains, *Geol. Soc. America Mem.* 158, 25-32.
- HAYDOUTOV, I. (1987). Ophiolites and island arc igneous rocks in the Caledonian basement of South Carpathian-Balkan region. In: Flügel, H. V., Sassi, F. P. & Grecula, P. (eds.) Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts. *Mineralia slovacca*, Monography, Alfa Bratislava, 279-292.
- HEINRICH, T. (1986). Structure and development of the Saxothuringian zone. In: Third workshop on the European Geotraverse Project: The central segment (eds.: R. Freeman, S. Mueller & P. Giese), 135-140.
- IGLESIAS, M., RIBEIRO, M. L. & RIBEIRO, A. (1983). La interpretación aloctonista de la estructura del Noroeste peninsular. *Geología de España*, Libro Jubilar J. M. Rios I, 459-467.
- JOHNSON, G. A. L. (1973). Closing of the Carboniferous sea in western Europe. In: Tarling, D. H. & Runcorn, S. K. (eds.) Implications of continental drift to the Earth sciences 2, 843-850.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J. M., RIBEIRO, A. & NABAIS CONDE, L. E. (1972). Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares E. 1:1.000.000. *Inst. Geol. Min. Esp.* Madrid.
- KENT, D. V., DIA, O. & SOUGY, J. M. A. (1984). Paleomagnetism of Lower-Middle Devonian and Upper Proterozoic-Cambrian (?) rocks from Mejeira (Mauritania, West Africa). In: Van der Voo, Scotese R. C. R. & Bonhommet, N. (eds.) Plate reconstruction from Paleozoic paleomagnetism. *Am. Geophys. Unión, Geodynamics Series* 12, 99-115.
- KEPPIE, J. D. (1985). The Appalachian collage. In: Gee, D. G. & Sturt, B. A. (eds.) The Caledonide Orogen-Scandinavia and related areas, 1217-1226. *John Wiley & Sons*, New York.
- KIRBY, G. A. (1979). The Lizard Complex as an ophiolite. *Nature* 282, 58-60.
- KOSSMAT, F. (1927). Gliederung des varistischen gebirgsbaues. *Abh. Sächs. Geol. Landesamtes* 1, 39 pp.
- KUIJPER, R. P. (1979). U-Pb systematics and the petrogenetic evolution of infrastructural rocks in the Paleozoic basement of Western Galicia, NW Spain. *Verh. ZWO Lab. Isot. Geol. Amsterdam* 5, 1-101.
- LEFORT, J. P. (1983). A new geophysical criterion to correlate the Acadian and Hercynian orogenies of western Europe and eastern America. In: The tectonics and geophysics of mountain chains. *Geol. Soc. Am. Mem.* 158, 3-18.
- LEFORT, J. P. & RIBEIRO, A. (1980). La faille Porto-Badajoz-Cordue a-t-elle contrôlé l'évolution de l'océan paléozoïque sud-armoricain? *Bull. Soc. Géol. France* 22, 455-462.
- LORENZ, V. & NICHOLLS, I. A. (1984). Plate and intraplate processes of hercynian Europe during the late Paleozoic. *Tectonophysics* 107, 25-26.
- LOTZE, F. (1945). Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch* 6, 78-92.
- MARCHAND, J. (1981). Ecaillage d'un «mélange tectonique» profond: le complexe cristallophyllien de Champeoaux (Bretagne méridionale). *C. R. Acad. Sc. Paris* 293, 223-228.

- MARCOS, A. (1982). Revisión e interpretación de los datos isotópicos de edad en las rocas del Complejo de Cabo Ortegal (Galicia, NW de España). *Breviora Geol. Asturica* 26, 1-11.
- MARQUINEZ, J. L. (1984). La geología del área esquistosa de Galicia Central (Cordillera Herciniana, NW de España). *Mem. Inst. Geol. Min. de España* 100, 231 pp.
- MARTINEZ CATALAN, J. R. (1985). Estratigrafía y estructura del domo de Lugo (Sector Oeste de la zona Asturoccidental-leonesa). *Corpus Geologicum Gallaeciae*, 2.ª Serie 2.
- MARTINEZ CATALAN, J. R., KLEIN, E., PABLO MACIA, J. G. de & GONZALEZ LODEIRO, F. (1984). El Complejo de Ordenes: subdivisión y discusión sobre su origen. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe* 7, 139-210.
- MATTE, Ph. (1986). Tectonics and plate tectonics model for the variscan belt of Europe. *Tectonophysics* 126, 329-374.
- MCKERROW, W. S. & ZIEGLER, A. M. (1972). Paleozoic oceans. *Nature Phys. Sci.* 240, 92-94.
- MUNHA, J., RIBEIRO, A. & RIBEIRO, M. L. (1984). Blueschists in the Iberian Variscan Chain (Trás-os-Montes: NE Portugal). *Comun. Ser. Geol. Portugal* 70, 31-53.
- OLIVET, J. L., BONNIN, J., BEUZART, P. & AUZENDE, J. M. (1982). Cinématique des plaques et paléogéographie: une revue. *Bull. Soc. géol. France* 7, (24), 875-892.
- OXBURG, E. R. (1972). Flake tectonics and continental collision. *Nature* 239, 202-204.
- PARIS, F. & ROBARDET, M. (1977). Paléogéographie et relations ibéro-armoricaines au Paléozoïque anté-carboniféré. *Bull. Soc. Geol. France* 19, 1.121-1.126.
- PEREZ ESTAUN, A. (1982). Características geoquímicas de las rocas básicas del complejo de Cabo Ortegal: revisión de los datos existentes. *Breviora Geol. Asturica* 26, 26-32.
- PERROUD, H., VAN DER VOO, R. & BONHOMET, N. (1984). Paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis paleomagnetic data. *Geology* 12, 579-582.
- PEUCAT, J. J., AUVRAY, B., HIRBEC, Y. & CALVEZ, J. Y. (1984). Granites et cisaillements hercyniens dans le Nord du Massif Armoricain: géochronologie Rb-Sr. *Bull. Soc. géol. France* 7, (26), 1.365-1.373.
- PEUCAT, J. J. & COGNE, J. (1977). Geochronology of some blueschists from Ile de Groix (France). *Nature* 268, 131-132.
- PIN, C. & LANCELOT, J. R. (1982). U-Pb dating of an early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and of its further metamorphic evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, 1-12.
- PIN, C. & VIELZEUF, D. (1983). Granulites and related rocks in Variscan median Europe: a dualistic interpretation. *Tectonophysics* 93, 47-74.
- PIN, C. & VIELZEUF, D. (1988). Les granulites de haute-pression de l'Europe moyenne témoins d'une subduction éo-hercynienne. Implications sur l'origine des groupes leptynoamphiboliques. *Bull. Soc. géol. France* 8, (4), 13-20.
- QUENARDEL, J. M., BROCHWICZ-LEWINSKI, W., CHOROWSKA, M., CYMERMAN, Z., GROCHOLSKI, A., KOSSOWSKA, I., PIQUE, A., PLOQUIN, A., SANTALLIER, D., SYLWESTRAK, H., SZALAMACHA, M., SZALAMACHA, J. & WOJCIECHOWSKA, I. (1988). The Polish Sudetes: a mosaic of variscan terranes. *Trabajos de Geología* 17, 139-144.
- QUINQUIS, H. & CHOUKROUNE, P. (1981). Les schistes bleus de l'île de Groix dans la chaîne hercynienne: implications cinématiques. *Bull. Soc. Géol. France* 23, 409-418.
- RAST, N. & SKEHAN, J. W. (1983). The evolution of the Avalonian plate. *Tectonophysics* 100, 257-286.
- RIBEIRO, A. (1974). Contribution a l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental. *Mem. Serv. Geol. Portugal* 24, 179 pp.
- RIBEIRO, A. (1983). Los complejos de Bragança y Moais. Geología de España, Libro Jubilar J. M. Rios I, 450-455.
- RIBEIRO, A., PEREIRA, E. & DIAS, R. (in press). Structure of Centro-Iberian allochthon in Northern Portugal. In: Dallmeyer, R. D. & Martínez-García, E. Pre-Mesozoic geology of Iberia, Springer, Berlin.
- RIBEIRO, M. L. & RIBEIRO, A. (1972). Rochas hiper-alcalinas da regio de Macedo de Cavaleiros (Trás-os-Montes Oriental). *Revista da Fac. Ciên. Lisboa* 2.ª série, C, 17, 301-321.
- RIBEIRO, A., SILVA, J. B., DIAS, R., ARAUJO, A., MARQUES, F., MERINO, H. & FONSECA, P. (1988). Geodynamics and deep structure of the Variscan fold belt in Iberia. In: Fifth workshop on the European Geotraverse Project: The Iberian Peninsula, Banda, E. & Mendes-Victor, L. A. (eds.), 57-64.
- RIDING, R. (1974). Model of the Hercynian foldbelt. *Earth Planet. Sci. Lett.* 24, 125-135.
- RIES, A. C. & SHACKLETON, R. M. (1971). Catazonal complexes of northwest Spain and north Portugal remnants of a Hercynian thrust plate. *Nature Phys. Sci.* 234, 65-69.
- ROBARDET, M. (1980). Late Ordovician tillites in Iberian Peninsula. In: Hamberg, M. J. & Harland, W. B. (eds.) Earth's pre-Pleistocene glacial record. Cambridge Univ. Press.
- SANDERSON, D. J. (1984). Structural variation across the northern margin of the Variscides in NW Europe. In: Hutton, D. H. V. & Sanderson, D. J. (eds.) Variscan tectonics of the North Atlantic region. *Spec. Publ. Geol. Soc. London* 14, 149-165.
- SANTALLIER, D., BRIAND, B., MENOT, R. P. & PIBOULE, M. (1988). Les complexes leptyno-amphiboliques (C. L. A.): revue critique et sugges-

- tions pour un meilleur emploi de ce terme. *Bull. Soc. géol. France* 8, (1), 3-12.
- SASSI, F. P., ZANFERRARI, G. & ZIRPOLI, G. (1987). The Caledonian event in the Eastern Alps: a review. In: Flügel, H. V., Sassi, F. P. & Grenclula, P. (eds.) Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts. *Mineralia slovacca*, Monography, Alfa Bratislava, 431-434.
- SCHERMERHORN, L. J. G. & KOTSCH, S. (1984). First occurrence of lawsonite in Portugal and tectonic implications. *Comun. Ser. Geol. Portugal* 70, 23-29.
- SCOTESE, C. R., VAN DER VOO, R., JOHNSON, R. E. & GILES, P. S. (1984). Paleomagnetic results from the Carboniferous of Nova Scotia. In: Van der Voo, Scotese R. C. R. & Bonhommet, N. (eds.) Plate reconstruction from Paleozoic paleomagnetism. *Am. Geophys. Union, Geodynamics Series* 12, 63-81.
- SHACKLETON, R. M. & RIES, A. C. (1984). The relation between regionally consistent stretching lineations and plate motions. *J. Struct. Geol.* 6, 111-117.
- SMULIKOWSKI, K. & SMULIKOWSKI, W. (1985). On the porphyroblastic eclogites of the Snieznick Mountains in the Polish Sudetes. *Chem. Geol.* 50, 201-222.
- SOPER, N. J. & HUTTON, D. H. W. (1984). Late Caledonian sinistral displacements in Britain: implications for a three-plate collision model. *Tectonics* 3, 781-794.
- SPARIOSU, D., KENT, D. V. & KEPPIE, J. D. (1984). Late Paleozoic motions of the Meguma terrane, Nova Scotia: new paleomagnetic evidence. In: Van der Voo, Scotese R. C. R. & Bonhommet, N. (eds.) Plate reconstruction from Paleozoic paleomagnetism. *Am. Geophys. Union, Geodynamics Series* 12, 82-98.
- STETTNER, G. (1986). Structure and development of the Moldanubian region in the Bohemian Massif. In: Third workshop on the European Geotraverse Project: The central segment (eds.: R. Freeman, S. Mueller & P. Giese), 141-148.
- TEIXEIRA, C. (1955). Notas sobre Geologia de Portugal: O Complexo xisto-grauváquico ante-ordoviciano. Lisboa.
- TOLLMAN, A. (1982). Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas. *Geotek. Forschungen* 64, 1-91.
- VAN DER VOO, R. (1979). Paleozoic assembly of Pangea: a new plate tectonic model for the Taconic, Caledonian and Hercynian orogenies (abstr.) EOS (*Am. Geophys. Union Trans.*) 60, 241.
- VAUCHEZ, A. & BUFALO, M. (1988). Charriage crustal, anatexie et décrochements ductiles dans les Maures orientales (Var, France) au cours de l'orogénese varisque. *Geol. Rundsch.* 77, 45-62.
- VON RAUMER, J. F. (1984). The external massifs, relics of Variscan basement in the Alps. *Geol. Rundsch.* 73, 1-31.
- WILLIAMS, P. J. (1983). The geochemistry of ophiolitic mafic rocks from the polymetamorphic Ordenes Complex, Spain. *J. Geol. Soc. London* 140, 877-882.
- WILLIAMS, H. & HATCHER, Jr., R. D. (1983). Appalachian suspect terranes. In: Hatcher, Jr., R. D. Williams, H. & Zietz, I. (eds.) Contributions to the Tectonics and Geophysics of Mountain Chains. *Geol. Soc. Am. Mem.* 158, 33-53.
- WIMMENAUER, W. & LIM, S. K. (1988). L'association leptyno-amphibolique de la Forêt-Noire (R. F. A.). *Bull. Soc. géol. France* 8, (4), 35-41.
- ZIEGLER, P. A. (1986). Geodynamic model for the Paleozoic crustal consolidation of western and central Europe. *Tectonophysics* 126, 303-328.
- ZIEGLER, P. A. (1988). Evolution of the Artic-North and Western Tethys. *AAPG Mem.* 43. 198 pp., 30 plates.

Recibido, 12-II-90

Aceptado, 2-IV-90