

EL MANTO DE MONTÓ-ARAUZ: INTERPRETACION ESTRUCTURAL DE LA REGION DEL PISUERGA-CARRION (ZONA CANTABRICA, NW DE ESPAÑA)

HARTMUT FRANKENFELD

TRABAJOS DE G E O L O G I A Frankenfeld, H. (1983).—El manto de Montó-Arauz: interpretación estructural de la Región del Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 13, 37-47.



Las rocas siluro-devónicas con facies palentina situadas en la Región del Pisuerga-Carrión, son interpretadas como los restos de un manto que reposan en la cuenca flysch palentina. La patria de este manto, emplazado por un mecanismo gravitacional durante el Namuriense B-C, se sitúa al Sur del domo de Valsurvio.

The silurian-devonian rocks with palentine facies of the Pisuerga-Carrión Province, are proposed to be a nappe which rooted in the South of the Valsurvio region and slided down by gravity mechanism into the Palentine Flysch basin during Namurian B-C times.

Hartmut Frankenfeld, Geologisches Institut der Universität zu Köln (Alemania). Manuscrito recibido el 24 de noviembre de 1982.

La distribución paleogeográfica actual de la Zona Cantábrica nos muestra una zona central emergida en la parte cóncava del arco («Asturisches Sandfeld» de Frankenfeld, 1981 o «Asturian Geanticline» de Adrichem Boogaert, 1967), que actuó como área fuente de las areniscas siluro-devónicas (Poll, 1970; Evers, 1967; Staalduinen, 1973; Frankenfeld, 1981), rodeada por una zona de arrecifes (Méndez-Bedia, 1978) (Fig. 1). Sin embargo, las series devónicas del área de Montó-Arauz, situadas en el extremo oriental de la Zona Cantábrica y en la parte más interna del arco, muestran una facies (facies palentina) que indica su formación en un área más alejada de la orla continental que las de la Región de pliegues y mantos (en el sentido de Julivert, 1967) (facies asturleonesa de Brouwer, 1962 y Kullmann, 1965). La solución de esta aparente paradoja constituye el objetivo fundamental de este trabajo.

DESCRIPCIÓN SUMARIA DE LAS ROCAS DEVÓNICAS CON FACIES PALENTINA

La sucesión «palentina» comienza con materiales arcillo-limosos de edad Silúrico superior, que contienen graptolites, braquiópodos, pelecípodos, briozoos, corales y ortocerátidos (Ambrose, 1974), a los que siguen las areniscas de la

Formación Carazo, de edad Gedinense (Van Veen, 1965). Por encima, se sitúan las pizarras y calizas de las formaciones Lebanza y Abadía, de edad Gedinense superior y Cuviniense inferior (Kullmann, 1960; Binnekamp, 1965; Van Veen, 1965) y las calizas, pizarras y calizas nodulosas de las formaciones Gustalapedra y Cardaño, cuya edad comprende el Cuviniense superior y el Frasnense (Kullmann en Van Veen, 1965; Adrichem Boogaert, 1967). Siguen las areniscas de la Formación Murcia y la sucesión culmina con las calizas nodulosas de la Formación Vidrieros, de edad Fameniense inferior a Tournaisiense inferior (Kullmann, 1960; Van Veen, 1965). Las calizas de las formaciones Abadía y Cardaño representan el equivalente más lejano del continente de los arrecifes del Devónico medio de la Región de pliegues y mantos.

SITUACIÓN ACTUAL DE LA REGIÓN DEL PISUERGA-CARRIÓN

Los afloramientos de las rocas con facies palentina antes descritas y situados en los alrededores de Triollo, Santibáñez y San Martín, se encuentran muy cerca (hasta a 1 Km) de otros temporalmente equivalentes en facies asturleonesa. Ambos tipos de facies están separados

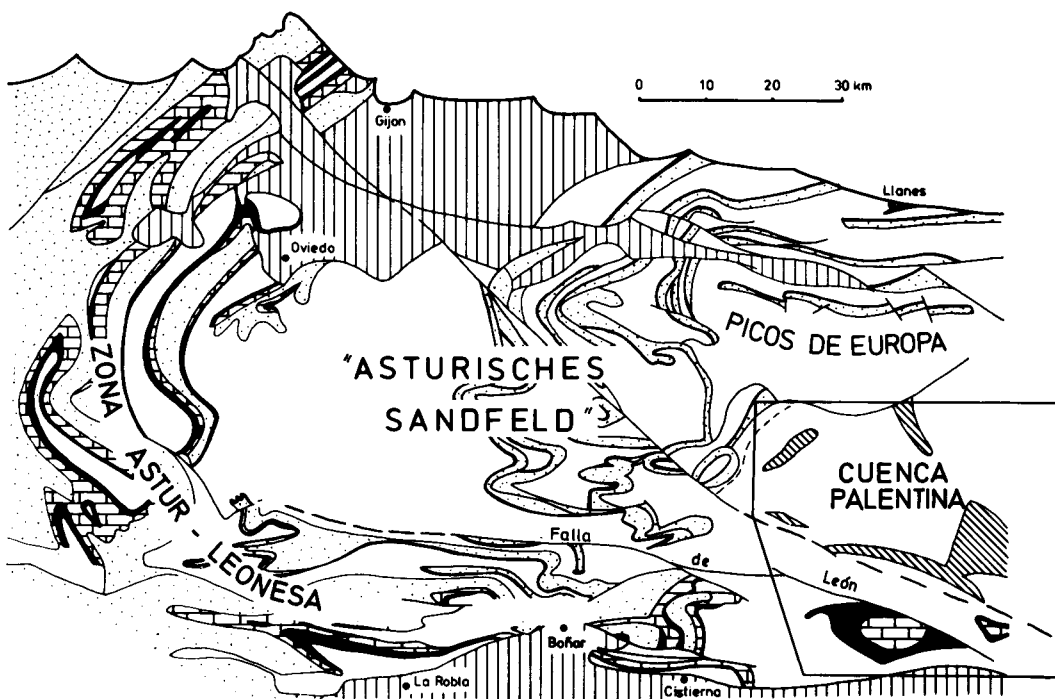


Fig. 1.—Esquema de situación mostrando la posición del «Asturisches Sandfeld» y de las áreas ocupadas por materiales devónicos con facies palentina y astur-leonesa.

por un corredor de 1 a 2 Km de anchura ocupado por sedimentos grauvacoides de tipo flysch, de edad Carbonífero superior (Fig. 2). Sin embargo, en ningún caso —si se exceptúan los materiales de edad viseense-namuriense— se observa un tránsito gradual entre ambas facies, como sería de esperar en una zona de contacto. Así, desde el Cuviniense al límite Tournaisiense-Viseense no existen a ambos lados de este corredor sedimentos de la misma edad que puedan ser comparados. Estos hechos sugieren que las áreas ocupadas por rocas devónicas con facies palentina y astur-leonesa no corresponden solamente a distintos compartimentos de facies sino también a distintas unidades tectónicas. Para explicar estas diferencias, Kullmann y Schönenberg (1978) consideran una actividad sinsedimentaria de la falla de León («León line» de De Sitter, 1962), que se sitúa en el corredor antes citado. Por otro lado, Marcos (1979) interpreta esta gran diferencia de facies en función de un «tectonic telescoping». El hecho de que un conjunto de rocas con facies marinas relativamente profundas se encuentre en el interior de una zona de facies marinas someras, sin

que exista una conexión entre ambas, habla más en favor de esta segunda hipótesis; en los siguientes apartados se aportan nuevos datos que apuntan hacia la solución del problema en este sentido. En el planteamiento de este problema debe tenerse además en cuenta que las rocas devónicas palentinas se encuentran rodeadas por sedimentos flyschoides de edad Carbonífero superior (Formación Cervera).

Con el fin de obtener nuevos datos se han investigado las Formaciones Alba, Caliza de Montaña y conglomerado de Triollo, situados entre las series devónicas con facies diferentes antes citadas, y los depósitos de tipo flysch del Carbonífero superior en las áreas de Cardaño de Arriba, Triollo, Santibáñez de Resoba y San Martín de Los Herreros.

Si se comparan las rocas devónicas en las columnas que se muestran en la figura 3, se pueden comprobar claramente las diferencias entre las correspondientes a la facies astur-leonesa (I y II) y palentina (III a VII). Así, mientras en la región astur-leonesa durante el Devónico medio se depositaron calizas arrecifales a las que siguieron en el superior areniscas origi-

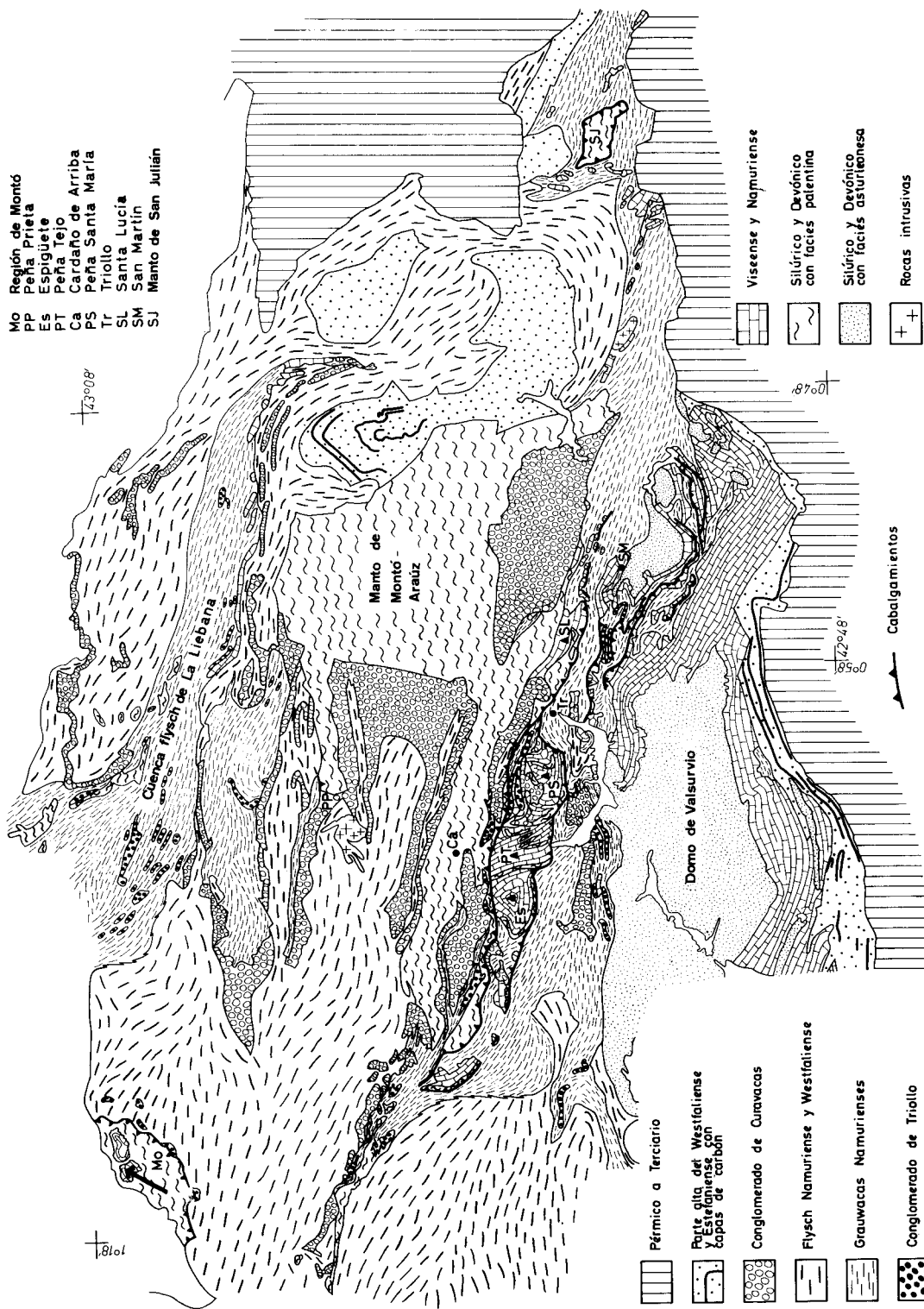


Fig. 2.—Mapa geológico esquemático de la Región del Pisurga-Carrón.

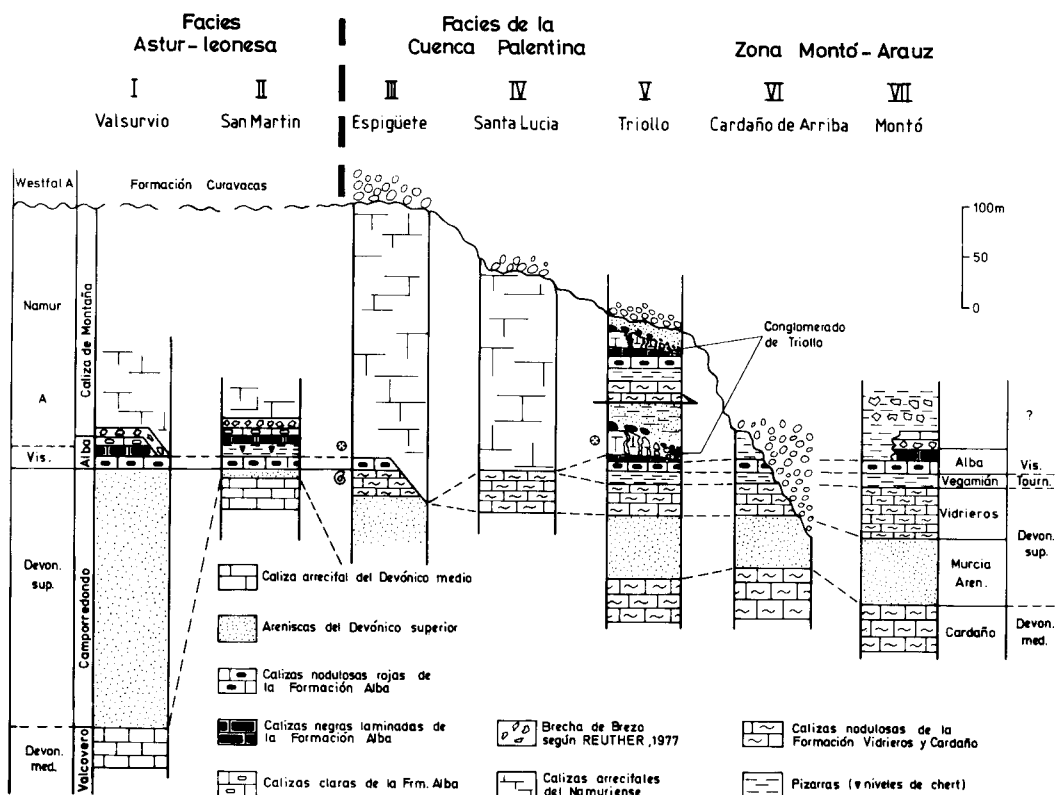


Fig. 3.—Columnas estratigráficas parciales de los materiales devónicos y carboníferos en diferentes localidades.

nadas en un ambiente de poca profundidad, en la palentina se formaron calizas nodulosas con cefalópodos en el Devónico medio y areniscas con un carácter turbidítico (al menos parcialmente) durante el superior.

La existencia de sedimentos de edad Tournaisiense no puede ser comprobada en las secciones I y II; quizás podría asignarse a esta edad la parte más alta de las areniscas del Devónico superior, en particular un horizonte culminante de unos 20 cm de espesor constituido por areniscas calcáreas con matriz arcillosa, dado que niveles arenosos semejantes pueden observarse en las pizarras de Vegamián situadas más hacia el W (Higgins, 1971; Adrichem Boogaert, 1967; Frankenfeld, 1982).

Por lo que respecta al Visense, el nivel 1 de Eumorfóceras, representado por calizas rojas nodulosas, ha sido reconocido en las secciones I, II, V, VI y VII (Kullmann, 1963; Adrichem Boogaert, 1962; Reuther, 1977) o en secciones equivalentes situadas en la continuación de

aquellas. A continuación, de acuerdo con Reuther (1977), tiene lugar una diferenciación de facies que afecta a áreas extensas de la cordillera, como consecuencia de un posible «primer impulso tectónico»; los datos proporcionados por este autor, han podido ser completados con nuevos hallazgos paleontológicos en las calizas arrecifales del Carbonífero, entre los que destacan el de *Lonsdaleia reutheri* (Boll, en prensa) y *Paleosmia murchisoni*, que caracterizan el Namuriense A. Estos datos permiten afirmar que en el sector de Triollo (y probablemente en los del Espigüete y Santa Lucía) se depositaban calizas arrecifales, mientras que en las secciones I, II, VI y VII lo hacían sedimentos con facies del tipo de las calizas de la Formación Alba (en estas dos últimas, incluyendo sedimentos arcillosos). Según Boll (comunicación personal), *Lonsdaleia reutheri* se encuentra también en la zona de Valsurvio, por encima de la Formación Alba, aunque exclusivamente en niveles de calizas brechoides provenientes sin

duda de los escombros de un arrecife. En las secciones VI y VII, las calizas arrecifales no se encuentran representadas.

La presencia en las calizas arrecifales del Namuriense A de niveles constituidos por un fango calcáreo conteniendo cantos cuarcíticos de hasta 10 cm de diámetro, permite afirmar que estos arrecifes debían estar situados muy cerca de la costa; sin embargo, no se ha detectado la existencia de ninguna fase erosiva entre el período de formación de los arrecifes y el de depósito de los cantos, como normalmente se supone en el caso de los conglomerados de la Formación Curavacas (de edad Westfaliense A, según Van Veen), constituidos por cantos litológicamente idénticos.

En resumen, por lo que se refiere al Namuriense A, puede considerarse que las secciones III a IV se formaron muy cerca de la costa, mientras que las I y II corresponderían a áreas comparativamente más alejadas. La existencia de terrenos de esta edad en las secciones VI y VII no ha podido ser comprobada ni mediante conodontos (Adrichem Boogaert) ni con goniatites, corales y otras faunas, faltando las rocas que normalmente recuerdan al Namuriense en otros puntos de la Zona Cantábrica.

Estos cambios de facies fueron interpretados por algunos autores (Kullmann y Schönberg, 1978; Krans, 1982) como debidos a una simple tectónica de tipo vertical. Sin embargo, este modelo que en principio parece el más sencillo, no puede explicar satisfactoriamente la existencia de los conglomerados cuarcíticos costeros por encima de las calizas namurienses en el área de Triollo. En efecto, en un modelo de tectónica vertical, los arrecifes namurienses tendrían que considerarse como islotes alejados de la costa; así, Kullmann y Schönberg (1978) si-

túan estos arrecifes en supuestos braquianticlinales originados como consecuencia de una traslación dextral a lo largo de la Falla de León. En estas condiciones, los cantos cuarcíticos tendrían que constituir necesariamente productos de la erosión de estas islas; sin embargo, sobre el terreno no se encuentran nunca áreas donde los arrecifes aparezcan erosionados permitiendo el afloramiento de las areniscas cuarcíticas del Devónico superior, de las que deberían proceder los cantos. La única zona en la que se ha supuesto tal situación (De Sitter, 1957; Ferts, 1965) es la de Santullán (ver Fig. 2); sin embargo, Wagner (1971) ha demostrado mediante una cartografía muy detallada que el afloramiento de San Julián es en realidad el resto de un manto y no una especie de cerro o sobre elevación en cuyas faldas se hayan podido situar los arrecifes devónicos.

Debe suponerse, en consecuencia, que las unidades en las que se sitúan las secciones III a V se originaron en un área alejada de la que se encuentran actualmente; por tanto, deben representar los restos de una unidad alóctona, de un manto de corrimiento, procedente de un área situada en algún lugar dentro o por encima del paraautóctono representado por las secciones I y II. El desplazamiento mínimo de este manto puede estimarse en unos 25 Km.

Teniendo en cuenta tanto las características paleogeográficas de los terrenos devónicos como de los carboníferos, la zona de Montó-Arauz (secciones VI y VII) (Figs. 2 y 3) debería encontrarse situada originalmente en la parte convexa del arco cantábrico, en algún lugar al Sur del Domo de Valsurvio, desde donde se trasladaría posteriormente hasta su posición actual (Fig. 4), tal como veremos a continuación.

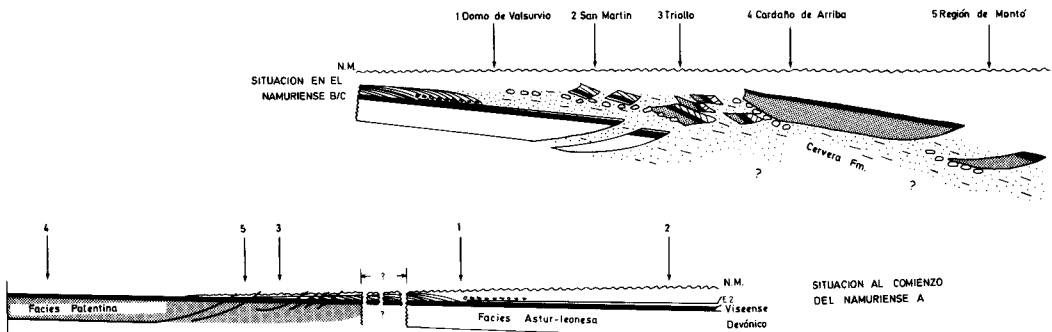


Fig. 4.-Interpretación paleogeográfica y estructural de la Región del Pisuerga-Carrión.

EL MANTO DE MONTÓ-ARAUZ

En la Región del Pisuerga-Carrión (Julivert, 1967), la zona de Arauz constituye el área más grande ocupada por rocas devónicas con facies palentina y forma la parte principal del manto (Fig. 2). Por el Norte, el contacto alóctono-autóctono se encuentra oculto por conglomerados posteriores que se extienden paralelamente a su trazado. Sin embargo, con anterioridad al depósito de estos conglomerados, se desprendieron del cuerpo principal del manto varias láminas (olistoplas) cuyos tamaños oscilan entre algunos metros y un máximo de 2 Km, constituidas por materiales comprendidos entre la Formación Murcia y las calizas namurienses. Estas olistoplas se sitúan en el flysch de la cuenca de Liébana, considerada de edad Bashkiriense o Moscoviense inferior por Maas (1978). La zona de Montó (Fig. 2) constituye la olistoplas de mayores dimensiones; está formada por materiales con facies muy semejante a los que se pueden observar más al Sur, en el corte de Cardaño de Arriba. El problema de la posición de estos materiales con respecto a las rocas encajantes y el de la edad de éstas (considerada generalmente como Westfaliense superior) serán tratados más adelante.

Las estribaciones occidentales del manto afloran en la carretera de Riaño al Puerto del Pontón, en los alrededores de Vegacérneja (Fig. 2). Allí pueden observarse fragmentos menores del mismo aislados en las pizarras arcillosas de la Formación Cervera (Namuriense). Por el Sur, el contacto entre el manto (constituido por rocas devónicas) y su autóctono (la Formación Cervera) aflora a lo largo de muchos kilómetros; entre ambos, se encuentran a veces escamas de diferente magnitud formadas por materiales del Devónico superior y calizas Carboníferas cuya edad se extiende hasta el Namuriense A. Las escamas mayores forman los macizos del Espigüete y de las Peñas del Tejo, de Santa María y de Santa Lucía (ver Fig. 2); las más pequeñas forman la zona de cabalgamientos de Triollo, de la que trataremos más adelante.

El contacto entre el manto y su autóctono fue reactivado en este sector durante el cabalgamiento hacia el Sur de la Unidad de los Picos de Europa y de nuevo, en sentido contrario, durante el Terciario, tal como se puede apreciar en la cartografía de Savage y Boschma (1980).

Una cuenca carbonífera de edad Westfalien-

se-Estefaniense limita el manto por el Este. En los alrededores de Santullán de Barruelo aflora el substrato de esta cuenca, constituido esencialmente por la Formación Cervera, destacando además un complejo formado por areniscas de la Formación Carazo y calizas de la Formación Lebanza, es decir por rocas devónicas en facies palentina. Este afloramiento fue interpretado por De Sitter (1957) como una zona elevada o un «horst» sobre el que se situaba la Formación Cervera; sin embargo, su facies es idéntica a la del cuerpo principal del manto. Wagner (1971) ha podido comprobar que se trata en realidad de un «klippe».

La olistoplas de Montó

El mapa de la zona de Montó y el corte transversal a través de la misma realizado por Savage y Boschma (1980), muestran esta unidad limitada por varios cabalgamientos que buzan hacia el NW y se dirigen hacia el SSE. Sin embargo, en la figura 5 pueden apreciarse cabalgamientos dispuestos de modo contrario, originados durante el Namuriense. Los cabalgamientos representados por estos autores corresponden en realidad a movimientos de edad Westfaliense. Las escamas superpuestas y los cabalgamientos situados dentro del complejo de Montó, son de edad namuriense y se dirigen del SSE al NNW (ver Figs. 4 y 5); el contacto entre las rocas de este complejo y las que forman su muro tectónico (el flysch namuriense) se encuentra jalonado, tal como muestra el mapa de Savage y Boschma (1980), por el Conglomerado de Triollo. El origen de estos conglomerados se relaciona con movimientos en masa de los sedimentos durante el Namuriense inferior, movimientos que habrían tenido lugar cuando éstos no se encontraban aún consolidados.

El único obstáculo para considerar el complejo de Montó como una olistoplas desgajada del cuerpo principal del manto que ha resbalado hasta su posición actual, es la edad de los sedimentos de tipo flysch que lo rodean y que hasta el presente se consideraban como Westfalienses (Savage y Boschma, 1980). Debe tenerse en cuenta, sin embargo, que no existen datos ciertos sobre la edad de la propia Formación Cervera, ya que su edad se determina a partir de las rocas supra e infrayacentes. La edad de los sedimentos turbidíticos que rodean al complejo de Montó sólo puede estimarse con base a la de sus equivalentes en zonas próximas. En este



Fig. 5.—Cabalgamientos dirigidos hacia el NW en la olistoplaca de Montó. Situación indicada con una flecha en la Fig. 2.

sentido, debe tenerse en cuenta la sucesión carbonífera existente unos 7 u 8 Km al W de este complejo; allí, por encima de la Caliza de Montaña, se sitúa la Formación Ricacabiello, a la que siguen sedimentos flyschoides del carbonífero superior (Sjerp, 1967). La Formación Ricacabiello se asignaba hasta el presente al Namuriense superior o al Westfaliense A, pero según Kullmann (comunicación verbal) y Seibert (tesis doctoral, en preparación), corresponde al piso 2 de Eumorfóceras (Namuriense A). En consecuencia, los sedimentos flyschoides que se superponen a esta formación debutan en el Namuriense inferior y su edad podría ser en gran parte namuriense. De este modo, parece que por el W los sedimentos turbidíticos que rodean al complejo de Montó se corresponden con sedimentos flyschoides situados por encima del piso 2 de Eumorfóceras. Por el Este, estos sedimentos se prosiguen hasta la cuenca de la Lliébana, donde se encuentran también sedimentos turbidíticos cuya edad fue estimada por Maas (1976) como Bashkiriense o Moscoviense inferior en base a fusulinas situadas hacia su techo.

Teniendo en cuenta estos datos, no parece existir ningún argumento en contra para considerar como Namuriense a las turbiditas que rodean al complejo de Montó. No obstante, en relación con la traslación hacia el Sur de la unidad de los Picos de Europa durante el Westfaliense, el complejo de Montó sufrió también

un desplazamiento en este sentido, cabalgando sobre niveles turbidíticos más modernos.

La zona de escamas de Triollo

En este sector se puede observar un interno desarrollo de escamas, constituidas por rocas de las Formaciones Murcia, Vidrieros, Vegamián, Alba y Caliza de Montaña, comprendidas por tanto en edad desde el Frasnense al Namuriense A. Las dimensiones de estas escamas varían desde algunas decenas de metros a varios kilómetros. Las escamas mayores, como las que forman los complejos del Espigüete, de la Peña del Tejo y de la de Sta. María (véase Fig. 2) fueron plegadas con posterioridad a su emplazamiento, encontrándose también en su interior pliegues menores.

Existen evidencias de que el momento de emplazamiento de estas escamas coincidió con el fin de la evolución de los arrecifes del Namuriense A. Así, puede comprobarse que, en este sector, los arrecifes se encuentran cubiertos por conglomerados cuarcíticos, sin que se observe entre ambos ningún indicio de una etapa de emersión y erosión; en efecto, las calizas arrecifales se encuentran lateralmente fragmentadas (Fig. 6), pasando insensiblemente a los conglomerados de Triollo (Fig. 7). También se pueden observar láminas constituidas por calizas arrecifales y su substrato, las areniscas del Devónico superior, superpuestas a sus propios niveles

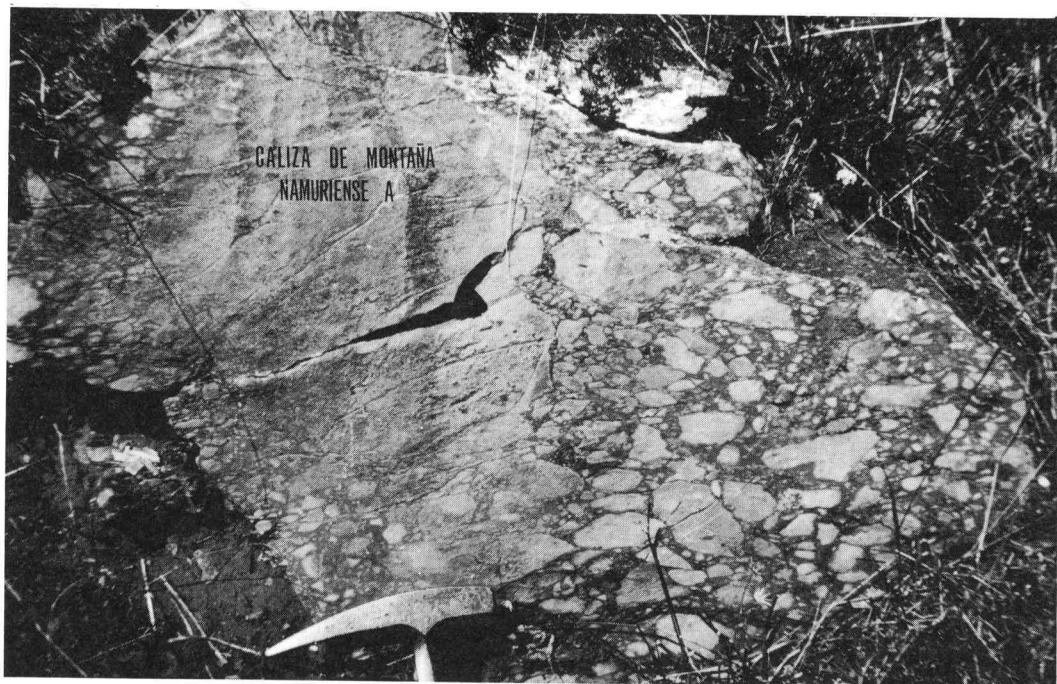


Fig. 6.—Fragmentación lateral de las calizas arrecifales del Namuriense A. Zona de escamas de Triollo.

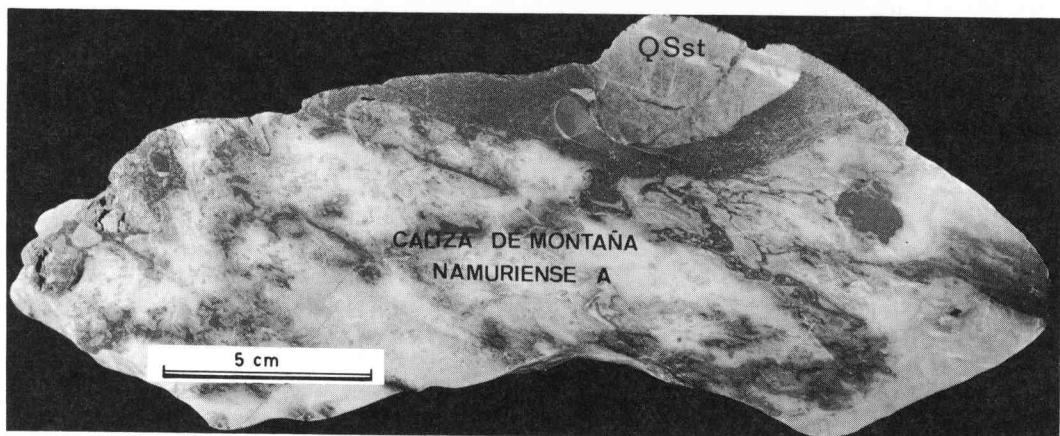


Fig. 7.—Muestra de mano en la que se aprecia el paso insensible de las calizas arrecifales del Namuriense A al conglomerado de Triollo. Zona de escamas de Triollo.

fragmentados (los conglomerados de Triollo) y amontonadas unas sobre otras. El manto de Montó-Arauz constituye la unidad superior de todo este conjunto.

La zona de pliegues y cabalgamientos de San Martín

La zona de San Martín de Los Herreros es clave para la interpretación de las edades relati-

vas de los cabalgamientos y pliegues. Los rasgos geológicos generales de esta zona fueron establecidos por Koopmans (1962), quien dedujo la existencia de cabalgamientos dirigidos de S a N y de hasta 2 Km de desplazamiento, replegados posteriormente durante el Westfaliense, según ejes dispuestos en dirección WNW-ESE. La estructura general se completa con pliegues de trazas N-S, desarrollados du-

rante el Estefaniense. Todo este conjunto estructural se encuentra complicado por la existencia de varias olistoplasmas que lo enmarañan. Todas ellas se encuentran como flotando sobre los conglomerados de Triollo, que ha debido comportarse como un «cojinete de bolas», favoreciendo su deslizamiento. En relación con los cabalgamientos antes citados, en algunos casos a lo largo de varios centenares de metros, se encuentran también estos mismos conglomerados.

Los cortes realizados por Savage y Boschma (1980) a través de esta zona, muestran siempre una vergencia S de todas las estructuras; en estas condiciones pueden parecer difícil explicar un desplazamiento hacia el N, tal como antes se ha indicado. Sin embargo, las vergencias hacia el S son consecuencia de los plegamientos que tuvieron lugar durante el Westfaliense y Estefaniense y de movimientos mucho más tardíos originados como consecuencia del hundimiento de las rocas oceánicas del fondo del Golfo de Vizcaya por debajo del área continental del N de la península durante el Eoceno; este empuje, dirigido de Norte a Sur durante el Terciario, se manifiesta en la notable inclinación o incluso inversión total de los estratos de edad cretácica y terciario inferior del borde S de la Cordillera Cantábrica.

Grado de deformación y metamorfismo del paraautóctono y del alóctono

Las rocas de las zonas del Domo de Valsurvio y de San Martín, sobre las que se ha deslizado el manto, muestran una fuerte recrystalización. Así, las calizas carboníferas se encuentran localmente convertidas en mármoles y carecen de las sustancias bituminosas que normalmente existen en mayor o menor cantidad en las calizas oscuras tableadas del Namuriense inferior («Adrian member» de Reuther, 1977); en algunos casos, estas sustancias bituminosas atraviesan los mármoles en forma de «schlieren». Fenómenos de este tipo no se observan nunca en las rocas que constituyen el manto de Montó-Arauz, que solamente muestran a lo sumo procesos locales de metamorfismo de contacto en relación con la intrusión de rocas graníticas durante el Westfaliense o Estefaniense (p. e., la granodiorita de Peña Prieta). Por otra parte en la zona de San Martín de Los Herreros las calizas nodulosas de la Formación Alba se encuentran intensamente plegadas y tectonizadas

(«zerschert»), tal como fue descrito en detalle por Koopmans (1962), mientras que esto no sucede nunca en las rocas del manto.

No se han realizado investigaciones para comprobar hasta qué punto deben considerarse como autóctonos la zona de Valsurvio o la zona de pliegues y cabalgamientos de San Martín. Debe considerarse, no obstante, que las facies del Devónico del Domo de Valsurvio (Koopmans, 1962) es muy semejante a la del manto del Esla (Rupke, 1965), y que ambos se encuentran separados solamente por la cuenca carbonífera de Valderrueda, de edad Westfaliense D a Estefaniense A. Existe la posibilidad de que ambas unidades se conecten por debajo de esta cuenca, en cuyo caso la zona de Valsurvio debería situarse originalmente unos 10 ó 20 Km al Sur de su posición actual, dado que Rupke (op. cit.) considera para el manto del Esla un desplazamiento de 16 Km.

El mecanismo de transporte del manto

El hecho de que el manto de Montó-Arauz se emplace en una cuenca constituida por sedimentos con facies turbidíticas, sugiere un deslizamiento de tipo submarino. En efecto, muchas de las características de este manto coinciden con las dadas por Tollmann (1973) para los mantos originados por un deslizamiento de este tipo. Así, de acuerdo con este autor, «los mantos originados por un deslizamiento gravitacional se encuentran rodeados por los sedimentos más modernos de la cuenca que los recibe y muestran una estructura interna caótica y una disgregación de sus partes marginales, con la separación de placas de grandes dimensiones»; esta descripción encaja perfectamente con las características del manto de Montó-Arauz, que reposa sobre sedimentos más modernos que las rocas que lo constituyen, representados por las turbiditas y grauwas de la Formación Cervera y de la cuenca de La Liébana (Maas, 1976), y muestran una disgregación lateral con la formación de olistoplasmas marginales (en el sentido dado por Richter, 1973). Del mismo modo, se encuentran indicios de una «pendiente antigua»; así el estudio de las paleocorrientes en las turbiditas ha permitido a Lobato (1977) establecer un esquema paleogeográfico que encaja perfectamente con la tesis que se mantiene en este trabajo, con una procedencia de los aportes de una área situada entre el S y el E.

También puede observarse que las partes del

manto situadas más hacia adelante están constituidas por materiales relativamente más modernos. Así, las olistoplacas del frente están formadas por materiales de edad comprendida entre el Devónico superior y el Namuriense A (en la olistoplaca de Montó, que es mucho más grande que las demás, la sucesión se extiende hacia abajo hasta el Emsiense), mientras que en el cuerpo principal del manto la sucesión se inicia en el Llandovery. Esta situación, en la que los estratos más modernos ocupan una posición más avanzada, puede observarse claramente en la Fig. 5. En la zona de escamas de Triollo, se observan fenómenos de diverticulación, como caso extremo de este adelantamiento. En este sector, el movimiento en las partes más modernas del manto se inició en el Namuriense A y éstas fueron después sobrepasadas por el cuerpo principal del manto; de este modo, el actual extremo Sur del manto se encuentra en una posición más adelantada que su extremo Norte inicial (ver Fig. 4).

Edad del movimiento de los mantos

Dada la estrecha relación existente entre las escamas de la zona de Triollo y los conglomerados del mismo nombre, la edad de aquellos puede determinarse con precisión; así, los conglomerados aparecen localmente rodeados por sedimentos del tipo de un fango calcáreo que contiene *Lonsdaleia reutheri* y *Paleosmilia munchisoni*, que caracterizan el Namuriense A. Esto significa que la formación de las escamas tuvo lugar durante el Namuriense A o inmediatamente después, y puede considerarse que esta edad representa el inicio del deslizamiento. La duración temporal del mismo no puede establecerse con precisión. Un dato a considerar es

que hasta el presente no han podido encontrarse faunas más modernas del Namuriense A. En las calizas arrecifales carboníferas de las zonas del Espigüete, Peña del Tejo, Sta. Lucía y Santibáñez nunca se han encontrado faunas de edad Namuriense B o C; solamente Van Ginkel ha podido identificar fusulinas del Westfaliense A en las calizas detríticas situadas a techo de las calizas arrecifales (Schoeler, comunicación personal).

De acuerdo con esto, el movimiento de los mantos debió iniciarse al final del Namuriense A o a comienzos del B, prosiguiéndose durante el Namuriense B/C sin que pueda preciarse con claridad la extensión temporal del proceso.

CONCLUSIONES

1.—Las calizas arrecifales de edad Namuriense A situadas en el SE de la Cordillera Cantábrica no correspondían originalmente a islas situadas en mitad de un mar de esta edad, sino que constituían arrecifes marginales de una costa que debía situarse unos 40 Km al S del límite actual de la Cordillera Cantábrica; para la estimación de esta distancia no se tienen en cuenta ni el acortamiento originado como consecuencia del plegamiento ni la formación del arco astúrico.

2.—Los materiales devónicos con facies palentina se sedimentaron fuera del actual arco cantábrico.

3.—La situación actual se originó por un transporte en mantos durante el Namuriense B/C.

4.—El transporte de los mantos tuvo lugar por un mecanismo gravitacional y el desplazamiento mínimo es del orden de los 25 Km.

BIBLIOGRAFIA

- Adrichem Boogaert, H. A., van (1967).—Devonian and Lower Carboniferous Conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application. *Leidse Geol. Meded.*, 39, 129-192, Leiden.
- Ambrose, T. (1974).—The Lower Palaeozoic Rocks of Northern Palencia. *Brev. Geol. Ast.*, XVIII, 4, 49-53, Oviedo.
- Binnekamp, J. G. (1965).—Lower Devonian Brachiopods and Stratigraphy of North Palencia (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 33, 1-62, Leiden.
- Brouwer, A. (1962).—Deux types faciels dans le Dévonien des Montagnes Cantabriques. *Brev. Geol. Ast.*, 4, 49-51, Oviedo.
- Evers, H. J. (1967).—Geology of the Leonides between the Bernesga and Porma Rivers, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 41, 83-151.
- Frankenfeld, H. (1981).—Krustenbewegungen und Faziesentwicklung im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien) vom Ende der Devonriffe (Givet/Frasne) bis zum Tournai. *Clausthaler Geol. Abh.*, 39, 91 pp., Clausthal-Zellerfeld.
- Frets, D. C. (1965).—The Geology of the Southern Part of the Pisuerga Basin and the Adjacent Area of Santibáñez de Resoba; Palencia, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 31, 113-162, Leiden.
- Higgins, A. G. (1971).—Conodont Biostratigraphy of the Late Devon/Early Carboniferous Rocks of the South Central Cantabrian Cordillera. *Trab. de Geol.*, 3, Oviedo.

- Julivert, M. (1967).—La Ventana del río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga. *Trab. de Geol.*, Univ. de Oviedo, 1, 59-76.
- Koopmanns, B. N. (1962).—The Sedimentary and Structural History of the Valsurvio Dome, Cantabrian Mont., Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 26, 121-232. Leiden.
- Kullmann, J. (1960).—Die Ammonoidea des Devons im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). *Abh. Math.-Naturwiss. Kl. Akad. Wiss. Lit., Mainz*, 7, Wiesbaden.
- (1963).—Las series devónicas y del Carbonífero inferior con amonoideas de la Cordillera Cantábrica. *Est. Geol.*, 19, 161-191.
- (1965).—Rugose Korallen der Cephalopodenfazies und ihre Verbreitung im Devon des südöstlichen Kantabrischen Gebirges (Nordspanien). *Abh. Math.-Naturwiss. Kl. Akad. Wiss. Liter., Mainz*, 2, 136 pp., Wiesbaden.
- y Schönerberg, R. (1978).—Facies Differentiation Caused by Wrench Deformation along a Deep-Seated Fault System (León-Line, Cantabrian Mountains, North Spain). *Tectonophysics*, 48, T15-T22.
- Lobato Astorga, L. (1977).—*Geología de los Valles Altos de los ríos Esla, Yuso, Carrión y Deva*, 199 pp., León.
- Maas, K. (1976).—The Geology of Liebana, Cantabrian Mountains, Spain; Deposition and Deformation in a Flysch Area. *Leidse Geol. Meded.*, 49, 3, 379-465.
- Marcos, A. (1979).—Facies Differentiation Caused by Wrench Deformation along a Deep-Seated Fault System (León-Line), Cantabrian Mountains North Spain-Discussion. *Tectonophysics*, 60, 303-309, Amsterdam.
- Méndez-Bedia, I. (1976).—Biofacies y litofacies de la formación Moniello-Santa Lucía (Devónico de la Cordillera Cantábrica, NW de España). *Trab. Geol.*, 9, 1-93.
- Poll, K. (1970).—Stratigraphie und Tektonik an der Wende Silurium/Devon im westlichen Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). *Sitz.-Ber. Phys.-medizin. Soz.*, 83-84, 32-176, Erlangen.
- Richter, D. (1973).—Olisthostrom, Olistholith, Olisthohymma und Olisthoplaka als Merkmale von Gleitungs- und Resedimentationsvorgängen infolge synsedimentärer tektonogenetischer Bewegungen in Geosynklinalbereichen. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 143, 3, 304-344, Stuttgart.
- Rupke, J. (1965).—The Esla Nappe, Cantabrian Mountains. *Leidse Geol. Meded.*, 32, 1-74.
- Savage J. F. and Boschma, D. (1980).—Geological Maps of the Southern Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 50, 2, Leiden.
- Sitter, L. U. de (1957).—The Structural History of the SE Corner of the Palaeozoic Core of the Asturian Mountains. *N. Jb. Geol. Pal. Abh.*, 105, 3, 272-284, Stuttgart.
- Sjerp, N. (1967).—The Geology of the San Isidro-Porma Area (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 39, 55-128, Leiden.
- Van Staelduinen, C. J. (1973).—Geology of the Area between the Luna and Torio Rivers, Southern Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 49, 167-205.
- Veen, J. Van (1965).—The Tectonic and Stratigraphic History of the Cardaño Area, Cantabrian Mountains, Northwest Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 35, 43-103.
- Wagner, R. H. (1971).—Carboniferous Nappe Structures in North-Eastern Palencia (Spain). *Trab. de Geol.*, 4, 431-473.

