

LA ESTRUCTURA DE LA UNIDAD DEL GILDAR-MONTO (CORDILLERA CANTABRICA)

J. MARQUINEZ Y A. MARCOS

TRABAJOS DE GEOLOGIA Marquínez, J. y Marcos, A. (1984).—La estructura de la Unidad del Gildar-Montó (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 14, 53-64.



La Unidad del Gildar-Montó está constituida por un conjunto de rocas, cuya edad oscila entre el Devónico inferior y el Carbonífero inferior, que pertenecen a un dominio paleogeográfico muy alejado de su posición actual, probablemente situado decenas de kilómetros más al sur, en zonas más internas de la Cordillera. Dentro de la estructura general de la unidad pueden caracterizarse distintos tipos de estructuras que han sido agrupadas en cinco conjuntos principales: los mantos, la falla del Cable, los pliegues, las fallas inversas y la fracturación tardía. De entre todas estas estructuras, que se suceden temporalmente, debe destacarse por su importancia a los mantos, constituidos por cinco unidades superpuestas, para cuyo emplazamiento se propone un mecanismo de deslizamiento gravitacional.

The original paleogeographic position of the Devonian and Carboniferous rocks of the Gildar-Montó Unit were placed several tens of kilometers southward, in more internal areas of the Hercynian Mountain Chain. Five groups of different structures can be recognized in the Gildar-Montó Unit: thrust nappes, the Cable fault, folds, reverse faults and late fractures. These structures have been formed successively in time. Thrust nappes are the first and the most important structures in this area, constituted by five allochthonous sheets superposed, and they are probably emplaced by gravity gliding.

Jorge Marquínez y Alberto Marcos, Departamento de Geotectónica, Facultad de Geología, Universidad de Oviedo. Manuscrito recibido el 30 de abril de 1984.

La Unidad del Gildar-Montó está enclavada en la Zona Cantábrica y, más concretamente, en el extremo NW de la Región del Pisuerga-Carrión en el sentido de Julivert (1971). Está constituida principalmente por materiales de edad devónica en facies Palentina (Brouwer 1964), además de algunos afloramientos de poca extensión que pertenecen al Carbonífero inferior, y se encuentra totalmente rodeada por rocas carboníferas de edad Moscoviense o aún más modernas que corresponden a la Región del Pisuerga-Carrión. La estructura en el interior de la unidad es muy compleja, manifestándose una intensa fracturación que contrasta notablemente con la de las rocas carboníferas de su entorno.

Esta unidad muestra importantes analogías con otras existentes en la Región del Pisuerga-Carrión, en las que se observa igualmente la existencia de abundantes rocas de edad devónica con características semejantes en cuanto a litología y estructura, así como en su posición, situada entre rocas carboníferas por medio de contactos discordantes o tectónicos.

El significado de estas unidades ha sido objeto de controversias y tiene un indudable interés para reconstruir la historia geológica de este sector de la Cordillera Herciniana; por otra parte, el grado de los conocimientos acerca de la estructura de las mismas es muy deficiente. Estas dos razones justifican sobradamente el interés de abordar un estudio estructural de la Unidad de Gildar-Montó, en la que se dan además condiciones muy favorables para llevar a cabo un trabajo de estas características.

ESTRATIGRAFIA

La intensa fracturación existente en la Unidad del Gildar-Montó impide observar una sucesión estratigráfica continua y completa de los materiales. No obstante, se reconocen numerosas sucesiones parciales que permiten reconstruir la columna estratigráfica general. Por otra parte, el Devónico de esta unidad muestra muchas similitudes con el que existe en otros sectores de la Región del Pisuerga-Carrión, pu-

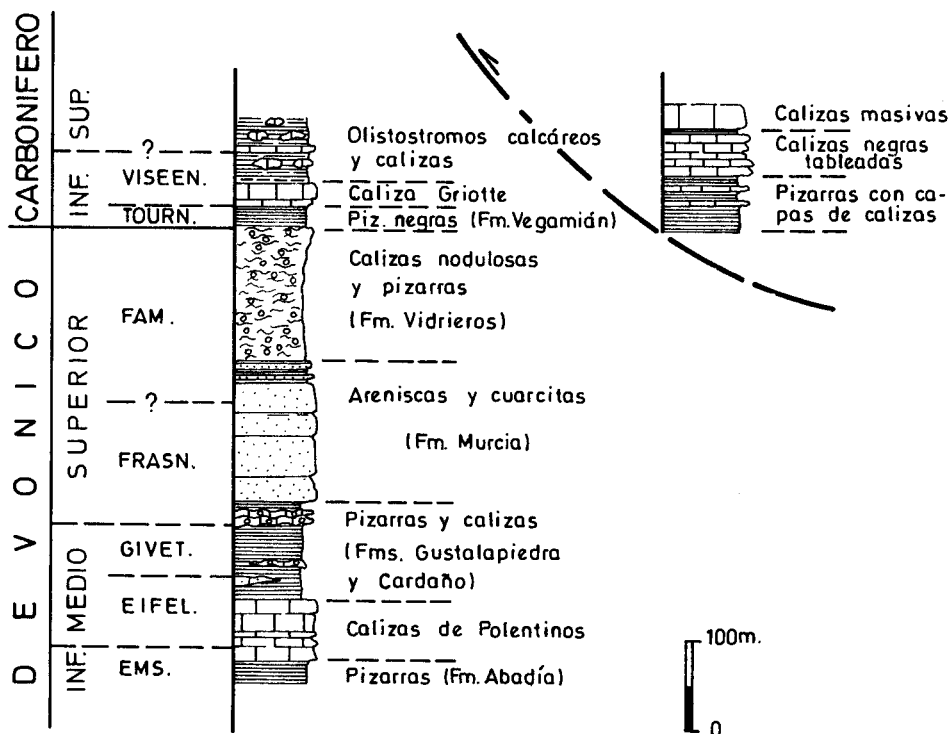


Fig. 1.—A) Columna estratigráfica sintética de la Unidad del Gildar-Montó. B) Sucesión carbonífera correspondiente al klippe existente en el núcleo del Sinclinal del Cordal.

diendo reconocerse las mismas unidades litoestratigráficas, lo que ha facilitado el establecimiento de la sucesión estratigráfica en este sector. Los datos correspondientes a la edad de esta sucesión proceden principalmente de los trabajos de Kullmann (1963), Van Veen (1965) y Van Adrichem Boogaert (1967).

En la Fig. 1 se muestra una columna estratigráfica general para esta área, en la que se diferencian las unidades litoestratigráficas cartografiadas en el mapa general (Fig. 2), indicándose igualmente las características litológicas más destacadas de cada unidad así como la edad de las mismas. La sucesión abarca desde el Devónico inferior (Emsiense) hasta el Carbonífero inferior (Viseense superior), aunque seguramente se encuentran aún representados niveles ligeramente más modernos. Debe destacarse la existencia de dos facies diferenciadas en las rocas carboníferas (Fig. 1 A y B), encontrándose ambas superpuestas tectónicamente.

La mayor parte del Devónico corresponde a la denominada magnafacies Bohemo-Hercínica

(auct.) con faunas de decroiconáridos y cefalópodos muy abundantes. Predominan las pizarras y calizas nodulosas, existiendo únicamente un tramo areniscoso (Fm. Murcia). El Carbonífero, poco potente, está constituido principalmente por calizas con intercalaciones de pizarras y niveles de olistostromos calcáreos hacia la parte más alta. En conjunto, la sucesión estratigráfica alcanza un espesor superior a los 600 m, encontrándose en ella niveles con un elevado contraste de competencia que condicionarán el desarrollo de las estructuras.

Debe destacarse la existencia de conglomerados o brechas calcáreas, principalmente a lo largo del límite sur de la Unidad del Gildar-Montó, comparables a las descritas en otros sectores del Pisuerga-Carrión con la denominación de «Conglomerados de Triollo» (Van Veen 1965) y que han sido consideradas por este autor como un miembro de la Formación Cervera, proveniente de la fragmentación de la Caliza de Montaña. En un sentido semejante se manifiesta Frankenfeld (1983), que considera a estos

MAPA GEOLOGICO DE LA UNIDAD DE GILDAR-MONTO

Por J. Marquinez y A. Marcos
1984

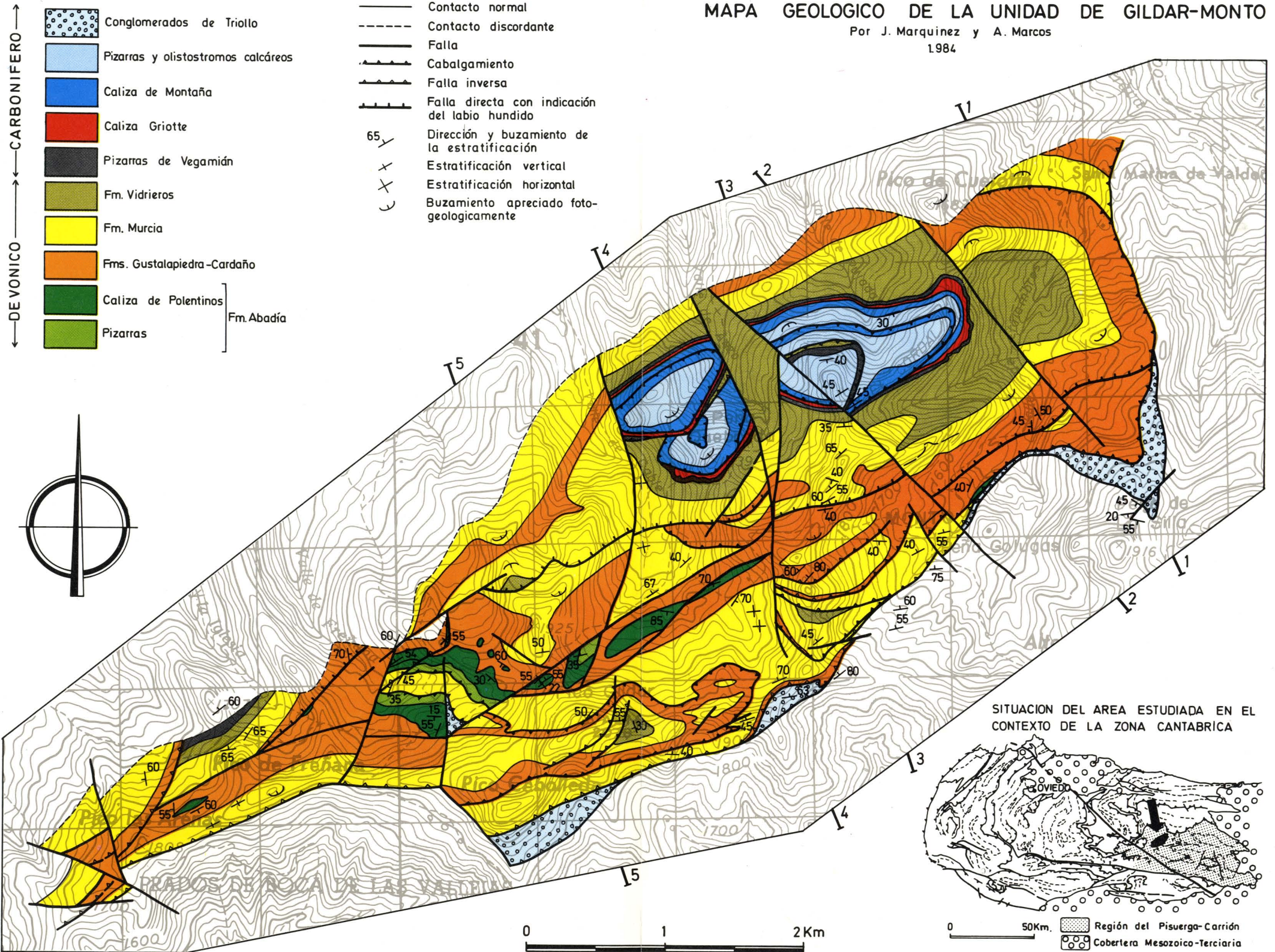


Fig. 2

conglomerados como el producto de la fragmentación, previa a su consolidación, de calizas arrecifales de edad Namuriense A. Se trata de rocas heterométricas, con cantos de hasta varios decímetros, de morfología variada y con una naturaleza preferentemente calcárea, si bien existen clastos cuarcíticos.

ESTRUCTURA

La Unidad del Gildar-Montó se encuentra rodeadada, como ya se ha mencionado, por rocas del Carbonífero superior pertenecientes a la Región del Pisuerga-Carrión. En toda la mitad NW de la unidad, las rocas carboníferas de la denominada «Formación Valdeón» (Savage y Boschma 1977) reposan discordantemente sobre los materiales devónicos; estos, se encuentran superpuestos a lo largo de su límite sur y oriental a rocas de la Formación Lechada. Recientemente, Maas y Van Ginkel (1983) atribuyen todas estas rocas carboníferas del entorno al Estefaniense.

En términos generales, la dirección de todas las estructuras en el interior de la Unidad del Gildar-Montó es NNE-SSO, sensiblemente paralela a la de la discordancia septentrional y a la falla inversa del sur. A pesar de la complejidad tectónica existente, tal y como puede verse en el mapa y cortes geológicos, la estructura general puede describirse a grandes rasgos en base a la existencia de un tren de pliegues de escala cartográfica que afectan a una sucesión repetida varias veces merced a la existencia de cabalgamientos con superficies paralelas a los niveles litológicos. Todo el conjunto se encuentra además afectado por distintos tipos de fallas y emplazado sobre materiales de la Formación Lechada.

LOS MANTOS

Desde el punto de vista cronológico los mantos son las primeras estructuras originadas en la zona. Como se aprecia en el mapa y cortes geológicos (Fig. 3), la principal característica de estas estructuras consiste en el marcado paralelismo existente entre las superficies de cabalgamiento y las sucesiones litológicas, tanto en el alóctono como en el autóctono. Este hecho implica la repetición de determinados tramos de la sucesión estratigráfica, pudiendo independizarse varias láminas alóctonas que transportan una secuencia de rocas característica.

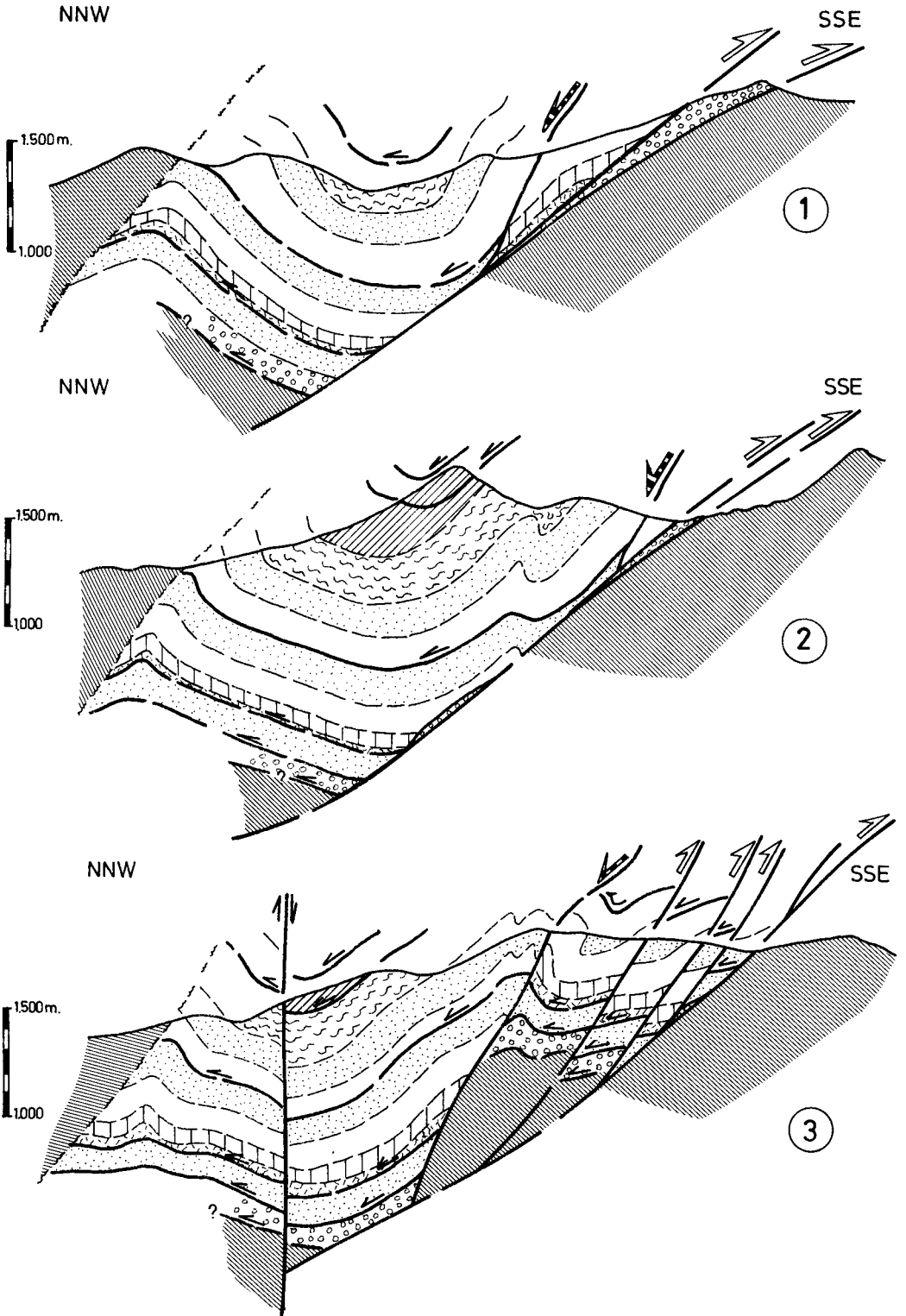
La interpretación realizada a partir de los datos cartográficos ha permitido distinguir cinco mantos superpuestos, de los cuales únicamente dos tienen un desarrollo importante, siendo las láminas cabalgantes en el resto de un espesor muy reducido.

La información acerca de las láminas inferiores de la Unidad del Gildar-Montó es escasa, ya que éstas afloran únicamente en la ventana tectónica de Freñana (Fig. 4), existiendo aún la posibilidad de que se encuentren bajo ellas otras unidades alóctonas, aunque este punto no puede ser comprobado.

La lámina más baja visible (I), está constituida por conglomerados o brechas calcáreas, reconocidas ya en otras localidades de la Región del Pisuerga-Carrión (Conglomerado de Triollo). Como ya se ha mencionado en el apartado correspondiente a la estratigrafía, los conglomerados de Triollo deben necesariamente provenir del desmenbramiento de niveles de edad carbonífera, probablemente Namuriense A. Resulta imposible determinar la geometría de esta lámina alóctona inferior ya que sólo aflora en retazos aislados a lo largo del frente sur de la Unidad del Gildar-Montó y en la ventana tectónica de Freñana, donde no llega a verse su base.

En la ventana tectónica mencionada, sobre los conglomerados de Triollo, se encuentra una nueva lámina (II), de pocas decenas de metros de espesor, superpuesta a dichos conglomerados. Esta lámina está exclusivamente constituida por cuarcitas correspondientes a la Formación Murcia, que sirve a su vez de autóctono relativo a un nuevo manto. Los contactos mecánicos que limitan a estas cuarcitas en su base y parte superior son aproximadamente paralelos a la estratificación de las mismas, por lo que se ha supuesto que esta lámina con cuarcitas de Murcia se prolonga lateralmente de modo importante.

La lámina n.º III tiene ya una potencia considerable (superior a los 400 m) y ocupa una extensión cartográfica importante, como se puede apreciar en el esquema tectónico de la fig. 4. Su base es únicamente visible en la ventana de Freñana, donde se sitúa a nivel de las pizarras de la Formación Abadía, disponiéndose subparalelamente a las superficies de estratificación. Sobre estas pizarras se encuentran las calizas de Polentinos, las formaciones Gustalapedra-



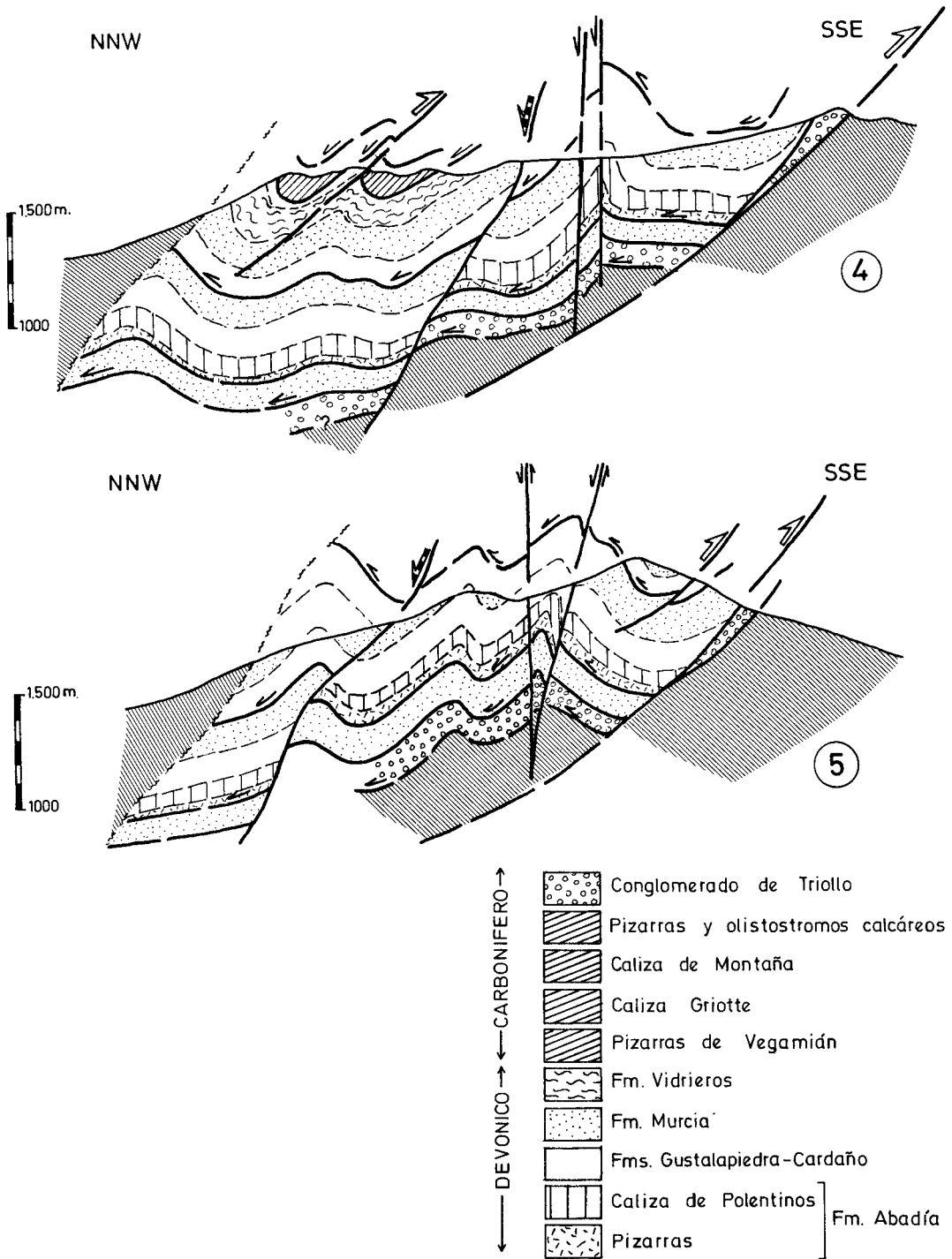


Fig. 3.-Cortes geológicos transversales a la Unidad del Gildar-Montó. La posición de los cortes se indica en el mapa de la fig.2.

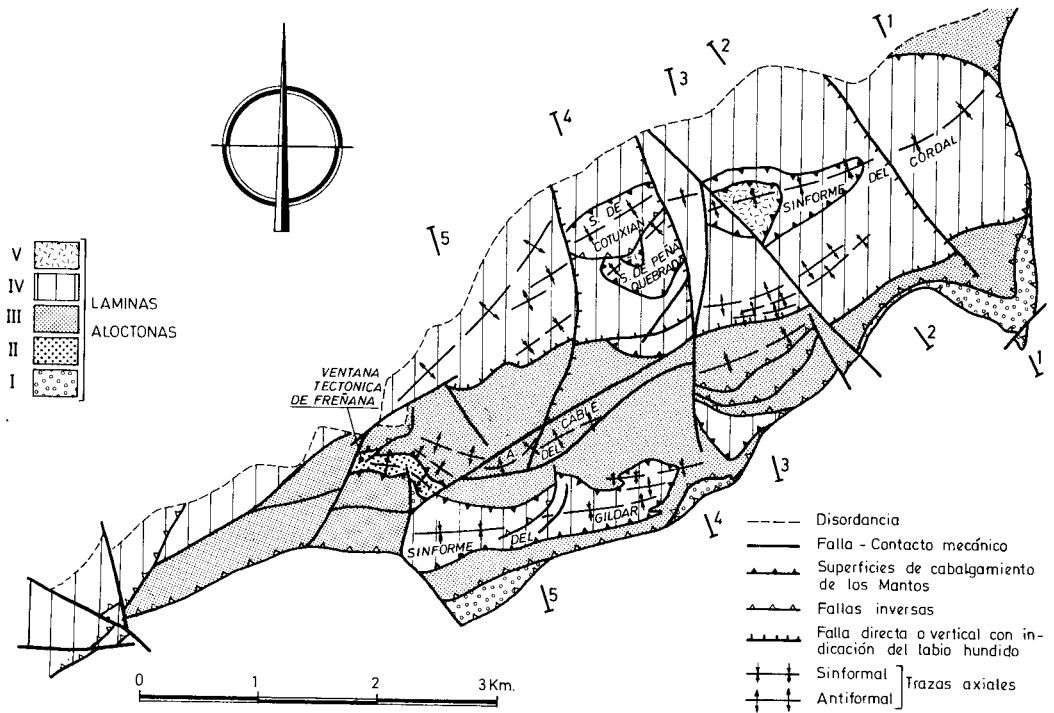


Fig. 4.—Esquema tectónico mostrando las estructuras más importantes y la extensión cartográfica de las distintas láminas alóctonas.

Cardaño y la Formación Murcia, sobre la que se emplaza ya la siguiente unidad alóctona.

La nueva lámina alóctona (IV) transporta una secuencia de un espesor probablemente superior a 500 m y su posición, estructuralmente elevada dentro de la Unidad del Gildar-Montó, hace que aflore extensamente, pudiendo por tanto establecerse más precisiones en cuanto a su geometría. El cabalgamiento basal de esta lámina se sitúa a nivel de Gustalapedra-Cardaño, sobre las que se encuentran las formaciones Murcia, Vidrieros y un conjunto, de poco espesor y litología variada, perteneciente ya al Carbonífero inferior. La superficie de cabalgamiento es sensiblemente paralela a los niveles litológicos, encontrándose únicamente un ligero ascenso hacia el SE para pasar a situarse a nivel de la Formación Murcia. Existen a su vez «despegues» en la parte alta de la sucesión alóctona afectando a los tramos más competentes de la serie carbonífera.

Finalmente, sobre las rocas carboníferas precedentes se encuentran otras, también de edad

Carbonífero superior, con una facies diferente (ver columna estratigráfica, Fig. 1 B) que constituyen sin duda una nueva lámina alóctona (V). La potencia visible de esta lámina es reducida y resulta imposible establecer conclusiones acerca de su geometría y extensión lateral ya que únicamente aflora en los altos de la sierra de El Cordal, ocupando (a modo de klippe) el núcleo de una estructura sinformal.

De un modo sintético, en la Fig. 5 se indica la estratigrafía de las sucesiones alóctonas en cada una de estas láminas cabalgantes descritas, una vez eliminadas las deformaciones posteriores a su emplazamiento.

A pesar de las dificultades para reconocer la geometría de las láminas cabalgantes en toda su extensión, se ha realizado una interpretación en base a los datos observados que se encuentra reflejada en los cortes de la fig. 3. De un modo general puede establecerse que se trata de láminas de poco espesor en relación con su extensión lateral y con el gran desplazamiento mi-

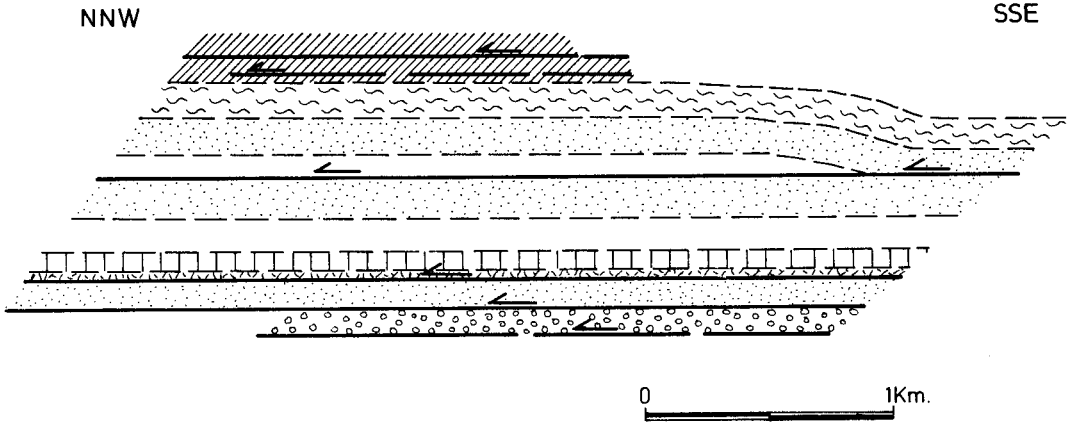


Fig. 5.—Esquema realizado a partir del corte n.º 4 (Fig. 3), una vez eliminadas las deformaciones posteriores a los mantos. En esta figura se muestra la posición de las superficies de cabalgamiento en el conjunto de láminas superpuestas, así como la sucesión estratigráfica y geometría de cada una de ellas. Leyenda según la fig. 3.

nimo que debe asumirse. Por otra parte, como ya se adelantó en la introducción a este capítulo, las superficies de cabalgamiento se disponen subparalelamente a los niveles estratigráficos, tanto en el autóctono como en el alóctono, observándose que el nivel de despegue se sitúa en diferentes tramos de la serie según la lámina que se considere. Debe añadirse que, aun no habiéndose realizado un estudio detallado de las estructuras menores y microestructuras, no ha podido apreciarse una deformación importante en relación con las superficies de cabalgamiento. En alguna localidad puntual, en que estas superficies son visibles en afloramiento, los contactos entre alóctono y autóctono son relativamente netos, sin que se observen estructuras apreciables ni un desarrollo notable de rocas de falla. Una excepción a esta norma general la constituyen sin duda los despegues que tienen lugar a nivel del Carbonífero inferior en la lámina IV, y que se observan perfectamente en el flanco sur del Sinclinal del Cordal y en el flanco sur del Sinclinal de Peña Quebrada (Fig. 6). En este último sector se aprecia un repliegamiento intenso de los materiales pertenecientes al Carbonífero inferior que se encuentran próximos a los niveles de despegue, con desarrollo de numerosos pliegues simétricos de escala métrica a decamétrica, de planos axiales subperpendiculares a las superficies de despegue y, localmente, pliegues asimétricos vergentes al N o NW. Algunos de estos despegues, principalmente los superiores, cortan netamente a los

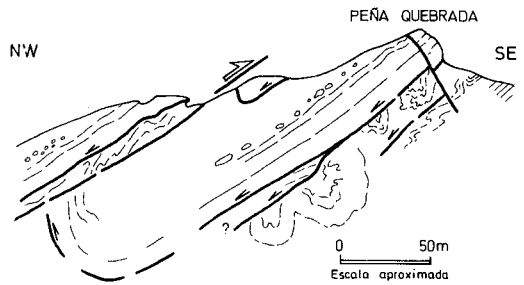


Fig. 6.—Estructura del Sinclinal de Peña Quebrada, a través de su flanco SW, mostrando la relación entre los mantos y las fallas inversas, así como distintos aspectos de los pliegues asociados a los primeros.

pliegues mencionados, lo cual se pone de manifiesto ya en los cortes geológicos publicados por Julivert (1960), de los cuales se reproduce una sección correspondiente a los sinclinales de Co-tuxián y Peña Quebrada (Fig. 7).

Origen y emplazamiento de los Mantos.—La procedencia de las rocas devónicas que constituyen la Unidad del Gildar-Montó y otras unidades comparables existentes en la Región del Pisuerga-Carrión, ha sido durante los últimos años un problema que captó el interés de los geólogos que trabajaron en esta zona. Desde Brouwer (1964), se puso claramente de manifiesto que estas rocas devónicas pertenecen a un dominio más alejado de la costa que el resto de los materiales devónicos que afloran en la

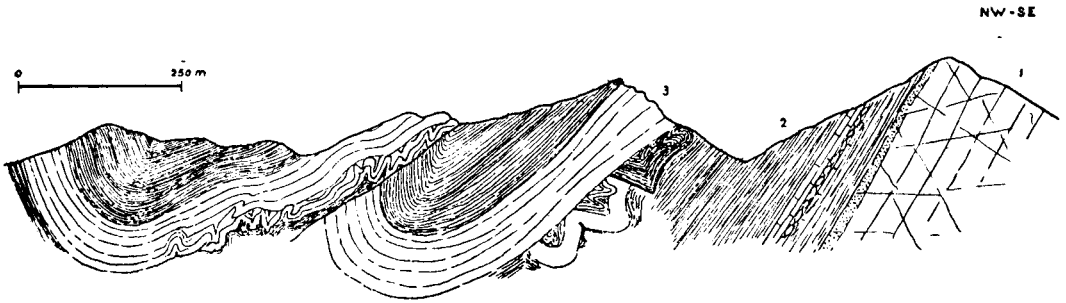


Fig. 7.-Sección transversal mostrando la estructura de los sinclinales de Cotuxián y Peña Quebrada, según Julivert (1960).

Cordillera Cantábrica, y en especial del que existe en las unidades geológicas que circundan a la Región del Pisuerga-Carrión. Además, el modelo más generalmente aceptado para la paleogeografía del Devónico situaría a las facies pelágicas con faunas Bohemo-hercínicas de la Unidad del Gildar-Montó, hacia el S o SE del Domo de Valsurvio, a una distancia mínima de unos 40 ó mejor 50 Km de su posición actual; y esto sin considerar la existencia de muchas estructuras que harían aún mayor la distancia real en la cuenca de sedimentación. Estas consideraciones generales de tipo paleogeográfico no pueden dejarse a un lado a la hora de proponer alguna hipótesis acerca de la dirección de movimiento de los mantos descritos, la magnitud de el desplazamiento y los mecanismos de emplazamiento que han operado.

En primer lugar debe destacarse que estas estructuras poseen muchas de las características propias de los mantos emplazados por «deslizamiento gravitacional», que recogen sintéticamente Kehle (1970), Pierce (1977), Milnes y Pfiffner (1980) y Cooper (1981). Entre estas características destacan:

- La escasa deformación de la lámina cabalgante en relación con los mantos y el elevado desplazamiento asumido.
- La tendencia a relaciones caóticas e individualización de bloques en las rocas alóctonas, lo que se manifiesta sobre todo en

otras unidades como las de Cortés-Arauz y Liébana.

- El desarrollo de láminas cabalgantes de gran extensión lateral en relación a su espesor (ver cortes geológicos).

Una de las pruebas más sólidas en apoyo de un mecanismo de «deslizamiento gravitacional» para el emplazamiento de los mantos descritos se deduce de la interpretación de los cortes mencionados. En efecto, tal como se muestra en las figs. 8 y 9, al menos el emplazamiento de las tres primeras láminas se adapta al fenómeno denominado «diverticulación» por Lugeon (1943), en los mantos Ultrahelvéticos. Así, la sucesión se encuentra normal en todas las láminas alóctonas, transportando éstas tramos sucesivamente más antiguos de la secuencia, de modo que las trayectorias de desplazamiento de las láminas han de cruzarse. Como señalan Debelmas y Kerckhove (1973) solamente el «deslizamiento gravitacional» puede explicar los fenómenos de diverticulación, aunque se han descrito mantos de gravedad en los que no se aprecia este fenómeno.

Finalmente, la abundancia y amplia distribución de los olistostromos en la parte inferior de las secuencias carboníferas de la Región del Pisuerga-Carrión, sugiere la existencia de unas paleo-pendientes notables en la cuenca de sedimentación, necesarias para el desarrollo del mecanismo de «deslizamiento gravitacional».

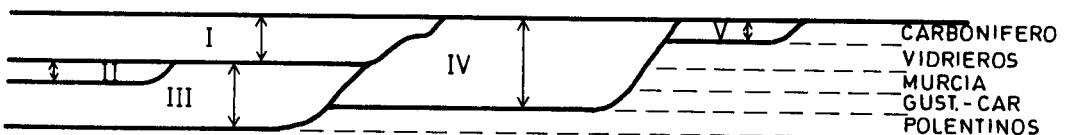


Fig. 8.-Posición idealizada de las superficies de fractura originales, correspondientes a las distintas láminas alóctonas, en relación con la sucesión estratigráfica.

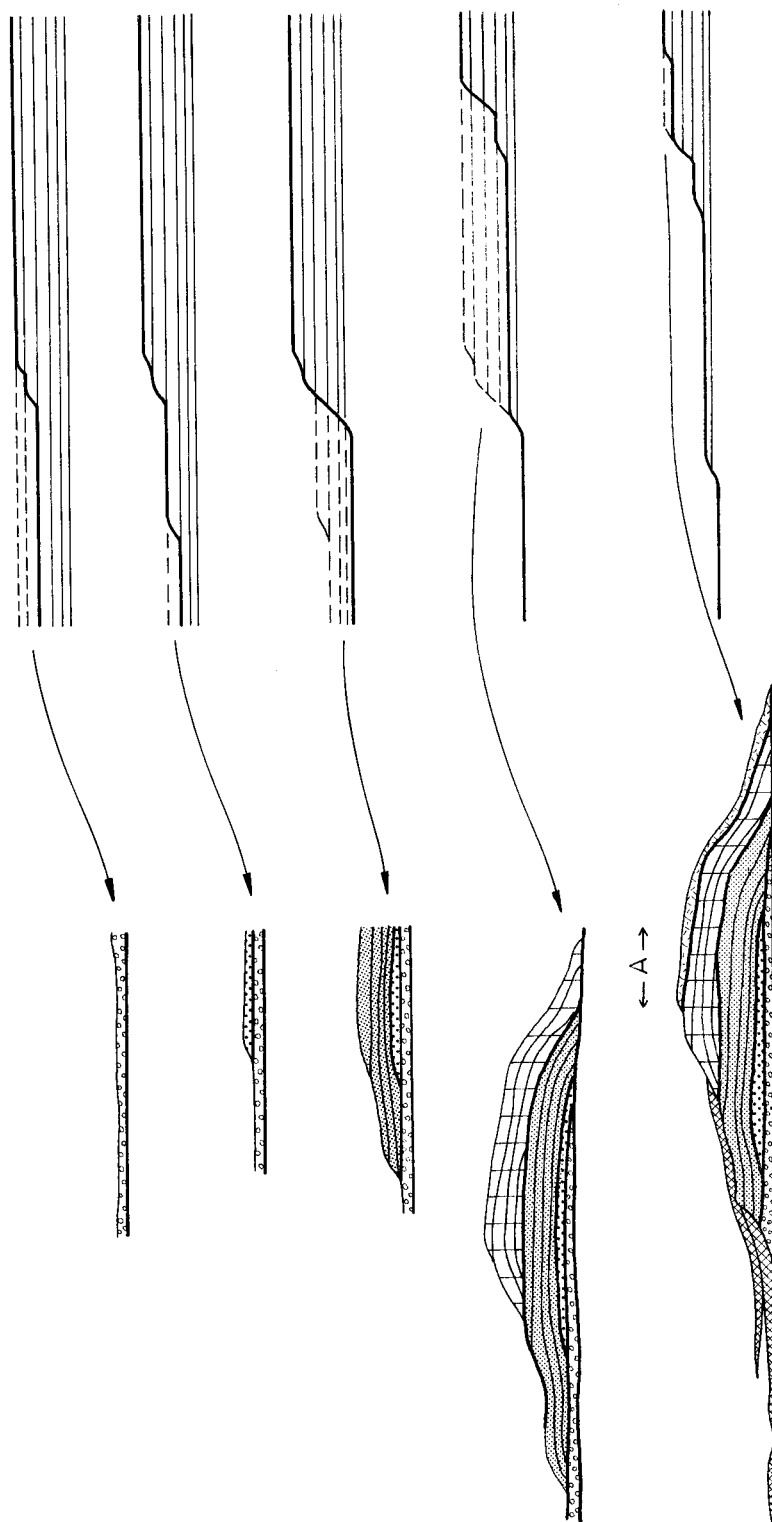


Fig. 9.—Figura esquemática mostrando el emplazamiento, por etapas, de las sucesivas láminas, que han sido tramadas según la leyenda de la fig. 4. Nótese que el emplazamiento de los tres primeros mantos responde al fenómeno denominado «diverticulación». La parte central «A» de la figura final, que muestra de un modo esquemático lo que podría ser la geometría completa de la Unidad del Gildar-Montó antes de las últimas etapas de deformación, corresponde a la zona representada en la cartografía y cortes geológicos.

Por otra parte, las consideraciones paleogeográficas hechas previamente son explicadas de un modo mucho más satisfactorio por este mecanismo que por cualquier otro. En este sentido, tanto la magnitud enorme de desplazamiento asumida como la dirección de transporte, que no coincide con la dirección general de acortamiento en este sector de la Cordillera, serían más coherentes con un deslizamiento gravitacional desde zonas más internas, elevadas tectónicamente, hacia zonas más deprimidas de las cuencas de sedimentación circundantes.

La invocación de mecanismos gravitacionales para explicar la procedencia de las unidades con rocas devónicas de la Zona del Pisuega-Carrión ha sido hecha ya por Frankenfeld (1983). Este autor, en base principalmente a datos estratigráficos y paleogeográficos, realiza una interpretación general para estas unidades que considera «olistoplasas» de un gran manto emplazado en el Namuriense B-C. Si bien muchas de las ideas expresadas en el presente trabajo coinciden con las hipótesis de Frankenfeld, a falta de datos precisos sobre la estructura de las unidades mencionadas y sobre la geología de su entorno, no se harán consideraciones ni modelos generales, limitándose por tanto las conclusiones a la Unidad del Gildar-Montó.

ESTRUCTURAS POSTERIORES A LOS MANTOS

El conjunto de láminas descritas en el apartado precedente se encuentra deformado por pliegues y una variada e intensa fracturación que configuran la geometría final de la Unidad del Gildar-Montó.

Los pliegues.—La superposición de los mantos, con superficies subparalelas a los contactos litológicos, configura un «multilayer» caracterizado por la alternancia rítmica de capas competentes e incompetentes que controla el desarrollo de los pliegues. Tanto las capas competentes (Formación Murcia, caliza de Polentinos, calizas carboníferas...) como las incompetentes (pizarras de Abadía, formaciones Gustalapedra-Cardaño, Formación Vidrieros, pizarras carboníferas...) poseen una potencia del orden de decenas de metros o incluso superior a los cien metros en ocasiones.

Los pliegues desarrollados en este multilayer son de escala cartográfica, con flancos de una longitud generalmente inferior a 1 ó 1,5 Km; los

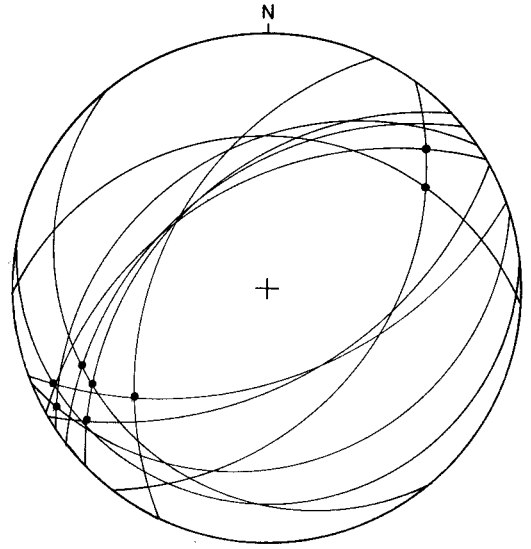


Fig. 10.—Estereograma mostrando la posición de los flancos y ejes de los pliegues mayores en la Unidad del Gildar-Montó.

ejes se encuentran generalmente subhorizontales, disponiéndose en dirección NE-SW como puede apreciarse en el estereograma de la fig. 10. Se trata de estructuras medianamente apretadas, con ángulos entre flancos que superan generalmente los 50 ó 60 grados y con el plano axial inclinado hacia el NW, lo que les confiere una vergencia hacia el SE. En particular, los sinformes más importantes como el del Cordal (Fig. 3-1) o el del Gildar (Fig. 3-4) poseen una morfología típica de «pliegues en caja», con una zona plana en el núcleo del pliegue limitada por flancos más inclinados, lo que da lugar a dos zonas de charnela.

El desarrollo de este conjunto de pliegues tiene lugar con posterioridad al emplazamiento de los mantos ya descritos y previamente al funcionamiento de la mayor parte de las fracturas, existiendo únicamente una importante fractura (Falla del Cable) deformada por los pliegues.

Falla del Cable.—Esta estructura, cuya posición se señala en el mapa geológico y fig. 4, cruza longitudinalmente la Unidad del Gildar-Montó en dirección WNW-ESE, poniendo en contacto, en la mayor parte de su trazado, la lámina alóctona III (al sur) y la IV (al norte). La posición del plano de falla en superficie varía a lo largo de su recorrido, encontrándose en oca-

siones vertical y, más comúnmente, inclinado hacia el NNW. Esta falla desplaza a los mantos, como se aprecia en la cabecera del valle del Cable, pero a su vez se encuentra afectada por el resto de las fracturas existentes en la zona e incluso por los pliegues, que son responsables de los cambios en la inclinación del plano de falla. Aunque su posición ha sido modificada parece indiscutible que originalmente se inclinaba hacia el NNW, lo que unido a su movimiento lleva a considerarla como una falla directa. La componente vertical de desplazamiento alcanza en algunos puntos valores próximos a los 500 m y, dada su inclinación y los efectos cartográficos producidos, debe asumirse que la componente de «strike» es poco importante.

El significado de esta fractura es difícil de establecer pero debe apuntarse que supone una deformación distensiva muy probablemente previa al desarrollo de los pliegues, por lo que podría incluso encontrarse en relación con los últimos episodios del proceso de «deslizamiento gravitacional» que produjeron el emplazamiento de los mantos.

Las Fallas inversas.—En la Unidad del Gildar-Montó puede reconocerse un sistema de fallas inversas que han sido convenientemente diferenciadas en el mapa geológico general y esquema tectónico (Fig. 4). Entre este grupo de fallas destaca notablemente el cabalgamiento frontal, que limita la Unidad del Gildar-Montó por el sur y este y es el responsable del emplazamiento de las rocas devónicas sobre materiales carboníferos pertenecientes a la Formación Lechada. Se trata de una fractura netamente inclinada hacia NNW y con una componente de desplazamiento vertical muy importante, actuando como una falla inversa; su trazado, generalmente ENE-WSW, muestra cambios de dirección muy acusados al W del Pico Cebolleda y al E del valle de Montó, pasando en estos sectores a disponerse en direcciones NW-SE y N-S, prácticamente perpendiculares a la dirección general. En estos tramos la fractura ha actuado muy probablemente como una «tear fault», esto es, como una falla con una componente principal de desgarre subparalela a la dirección de transporte tectónico.

Además del cabalgamiento frontal existen otras fallas inversas, de menor importancia, con unas características comparables pero una magnitud de desplazamiento muy inferior. Muchas

de estas fallas se encuentran asociadas al mencionado cabalgamiento, interrumpiéndose, a veces bruscamente (como ocurre entre los valles del Cable y Montó), contra fallas verticales que deben ser también interpretadas como «tear faults» relacionadas con este episodio comprensivo.

El funcionamiento de las fallas de este conjunto es posterior a los pliegues y al depósito de las rocas de la Formación Lechada, a las que afectan.

Las Fallas tardías.—Finalmente, existe un conjunto de fracturas que desplazan a todas las estructuras descritas hasta el momento y que han sido agrupadas para su descripción. Se trata en general de fracturas subverticales cuya disposición se muestra en el diagrama en rosa de la Fig. 11. Como puede apreciarse en este diagrama y en la propia cartografía, se distinguen muy netamente dos sistemas dominantes de fracturación; uno de ellos de dirección N 50° a N 60°, subparalelo a la dirección predominante de todas las estructuras de la Unidad del Gildar-Montó, y otro de dirección N-S a NW-SE, transversal al anterior. En el primero de ellos destacan las fallas que afectan al antiformal del Cable, produciendo un hundimiento relativo del labio norte. El segundo sistema genera una compartimentación de la unidad, desnivelando bloques, que complica la cartografía y dificulta la interpretación del mapa.

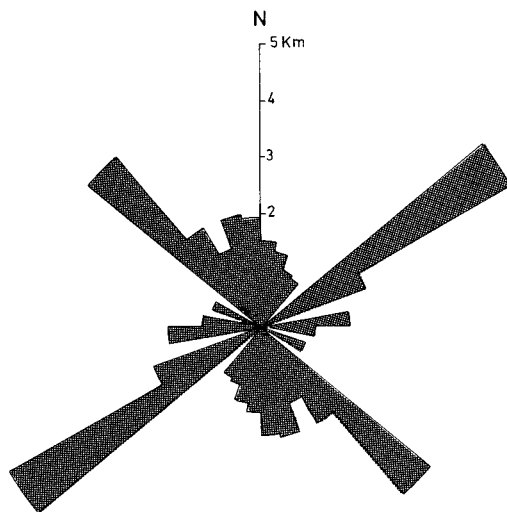


Fig. 11.—Diagrama mostrando la orientación de las fallas tardías, en el que se representa la longitud total de las fracturas en intervalos de dirección de 10 grados.

Algunas de las fallas denominadas tardías y en particular las de los sectores central y oriental de la Unidad del Gildar-Montó, no desplazan el contacto discordante de los materiales carboníferos situados al N de la misma, por lo que deben ser consideradas previas a su depósito.

CONCLUSIONES

La cartografía y cortes geológicos de la Unidad del Gildar-Montó permite reconstruir la geometría de las estructuras tectónicas existentes, entre las cuales pueden establecerse los grupos siguientes en orden cronológico:

- Los Mantos.—Son estructuras con superficies de cabalgamiento subparalelas a las capas, que dan lugar a varias repeticiones de ciertos tramos de la sucesión estratigráfica. Han llegado a reconocerse cinco láminas alóctonas superpuestas de importancia desigual.
- La Falla del Cable.—Se trata de una importante falla directa de dirección WNW-ESE, que produce un hundimiento del labio N.
- Los pliegues.—Constituyen un tren de ondas

de escala cartográfica de dirección WNW-ESE, con vergencia poco acusada hacia el SSE.

- Fallas inversas.—Se agrupan en este conjunto varias fallas inversas netamente inclinadas hacia NNW a las que se asocian algunas «tear faults». Destaca el denominado cabalgamiento frontal, merced al cual las rocas devónicas de la Unidad del Gildar-Montó se superponen al Carbonífero a lo largo del límite S y E.
- Fallas tardías.—Entre el resto de las fracturas que desplazan a las estructuras anteriores se destacan dos sistemas de fallas. Uno de dirección N 50° y otro N-S a NW-SE.

Entre todas las estructuras destacan por su importancia los mantos, cuyas características corresponden a los emplazados por un mecanismo de deslizamiento gravitacional, lo cual es coherente con las consideraciones referentes a la paleogeografía del Devónico y en general con respecto a la geología de la región. Según estas consideraciones, la procedencia de las rocas del Gildar-Montó se encontraría probablemente al sur del Domo de Valsurvio, a más de 40 Km de su posición actual.

Este trabajo ha sido realizado en el marco del convenio entre el Instituto de Geología Aplicada de la Universidad de Oviedo y el Instituto Geológico y Minero de España, para el estudio de los sedimentos

precarboníferos, la estructura y la evolución tectono-estratigráfica del Carbonífero de la Cordillera Cantábrica.

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.
- Brouwer, A. (1964).—Deux faciès dans le Dévonien des Montagnes Cantabriques meridionales. *Bol. Inst. Est. Ast. (Suplemento de Ciencias)*, 10, 1-10.
- Cooper, M. A. (1981).—The internal geometry of nappes: criteria for models of emplacement. In: K. R. Mc Clay y N. J. Price (Eds.). *Thrust and Nappe Tectonics. Geol. Soc., Special Publ.*, 9, Belfast, 225-235.
- Debelmas, J. y Kerckhove, C. (1973).—Large gravity nappes in the French-Italian and French-Swiss Alps. In: K. A. Jong y R. Sholten (Eds.). *Gravity and Tectonics*, Wiley New York, 189-200.
- Frankenfeld, H. (1983).—El Manto de Montó-Arauz: interpretación estructural de la Región del Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica, NW de España). *Trab. Geol. Univ. de Oviedo*, 13, 37-47.
- Julivert, M. (1960).—Estudio geológico de la cuenca de Beñe. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 71, 346 pp.
- (1971).—Decollements tectonic in the Hercynian Cordillera of NW Spain. *Amer. Journ. Sci.*, 270, 1-29.
- Kehle, R. O. (1970).—Analysis of gravity sliding and orogenic translation. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81, 1.641-1.664.
- Kullmann, J. (1963).—Las series devónicas y del Carbonífero inferior con ammonoideos de la Cordillera Cantábrica. *Est. Geol.*, 19, 161-191.
- Lugeon, M. (1943).—Une nouvelle hypothèse tectonique: la diverticulation. *Bull. Soc. Vand. Sci. Nat.*, 62, 260-261.
- Maas, K. y Ginkel, A. C. van (1983).—Variscan olistostrome deposition and syndimentary nappe emplacement, Valdeón area, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 52, 341-381.
- Milnes, A. G. y Pfiffner, O. A. (1980).—Tectonic evolution of the Central Alps in the cross section St. Gallen-Como. *Eclogae Geol. Helv.*, 73 (2), 619-633.
- Pierce, W. (1977).—Detachment or Décollement Faulting (with some applications to the Western Foothills of Taiwan). *Petrol. Geol. Taiwan*, 14, 1-10.
- Veen, J. van (1965).—The Tectonic and stratigraphic history of the Cardaño area, Cantabrian Mountains, Northwest Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 35, 45-104.