

# ESTRUCTURA DEL SECTOR SEPTENTRIONAL DE LA ESCAMA DE TAMEZA (ZONA CANTÁBRICA, NW DE ESPAÑA)

F. BASTIDA Y S. CASTRO

TRABAJO DE GEOLOGIA Bastida, F. y Castro, S. (1988).—Estructura del sector septentrional de la Escama de Tameza (Zona Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 17, 67-85. ISSN 0474-9588.



En el presente trabajo, se analiza el problema que plantea la prolongación N de la Escama de Tameza, caracterizada por un estilo estructural con pliegues y cabalgamientos que difiere del habitual en los mantos cantábricos. La realización de una cartografía detallada ha permitido deducir que esta geometría es el reflejo de rampas laterales y frontales cabalgantes, cuya existencia implica la aparición de pliegues que han continuado cerrándose con posterioridad al movimiento de la escama. La presencia de tales rampas indica la continuación hacia el N de la Escama de Tameza, si bien lleva consigo un adelgazamiento de ésta. Se ha puesto también de manifiesto la prolongación N de la Escama de Belmonte, la cual puede proseguirse hasta el Cabo Torres.

*Palabras clave:* Hercínico, Zona Cantábrica, mantos, estructuras laterales, pliegues.

This paper is intended to analyse the problem of the northern prolongation of the Tameza thrust sheet, characterized by an structural style with folds and thrusts which differs from the general structure of the Cantabrian nappes. A detailed mapping has allowed to deduce that this geometry reflects lateral and frontal thrust ramps whose presence implies the appearance of folds. These folds tightened after the movement of the thrust sheet. The presence of such ramps proves the continuation towards the N of the Tameza thrust sheet, although it undergoes a gradual thinning. The northern prolongation of the Belmonte thrust sheet, which can be pursued up to the Torres Cape, has also been established.

*Key words:* Hercynian, Cantabrian Zone, nappes, lateral structures, folds.

*F. Bastida y S. Castro, Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, España. Manuscrito recibido el 23 de junio de 1987.*

El Manto de Somiedo es la unidad alóctona más occidental de las que configuran la estructura de la Zona Cantábrica. Su cabalgamiento basal se bifurca hacia el N, lo que determina la aparición de la Escama de Belmonte, al W, y de la de Tameza, al E (Fig. 1). La base de esta última está limitada por el cabalgamiento principal del manto. Más hacia el N aún, la prolongación de estas escamas es problemática, como consecuencia de los importantes cambios estructurales que tienen lugar. Estos cambios se reflejan en la cartografía por la aparición de numerosos cabalgamientos, con salto estratigráfico pequeño y que pa-

recen substituir al cabalgamiento de Tameza, y por una multiplicación del número de pliegues; además, tiene lugar un importante cambio en la dirección de las estructuras, la cual pasa, hacia el N, de N-S a NE-SW.

El planteamiento de la problemática descrita se produjo con el avance del conocimiento de las unidades alóctonas de la parte occidental de la Zona Cantábrica (Almela *et al.* 1956; García Fuente 1959; Soler 1967; Julivert *et al.* 1968; Van den Boch 1969; entre otros). La explicación dada desde entonces a los cambios estructurales descritos implica la admisión del paso, por pérdida de desplazamiento, de una

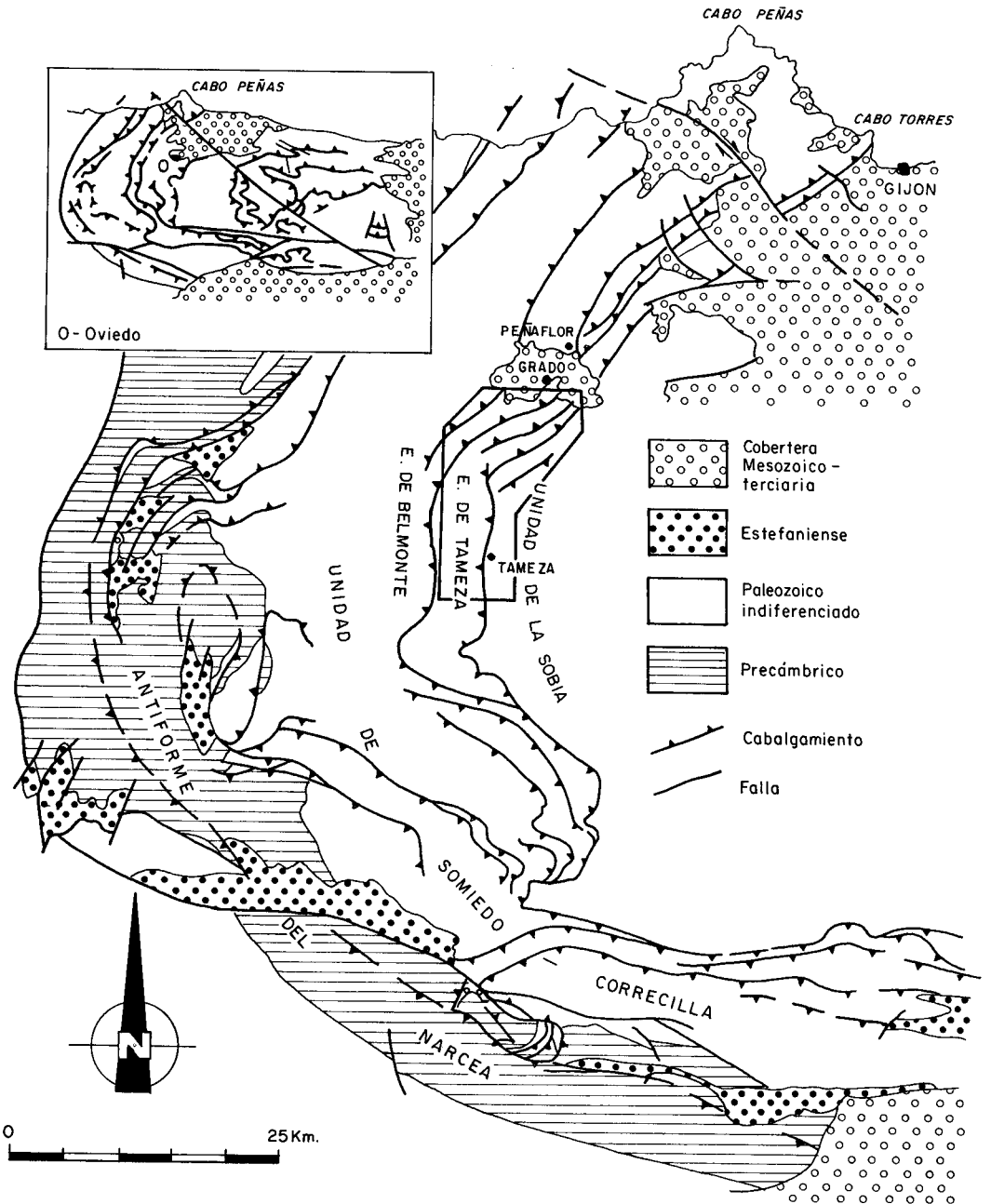


Fig. 1.—Situación del área estudiada en el contexto de las unidades existentes en la parte occidental de la Zona Cantábrica (esquema geológico según Julivert 1983 modificado).

zona con pliegues y escamas a otra con pliegues, a veces fracturados por cabalgamientos (Beroiz 1968; Julivert 1976; Rodríguez-Fernández 1977, 1978; Julivert y Arboleya 1984).

La realización de una cartografía geológica detallada y de una interpretación estructural de la prolongación septentrional de la Escama de Tameza ha permitido obtener una explica-

ción de este área, cuya situación se muestra en la Fig. 1. La geometría puesta de manifiesto en el presente trabajo constituye, por otro lado, un buen ejemplo de la variación lateral de una unidad alóctona, mediante el desarrollo de diversos tipos de estructuras, tanto frontales como laterales.

### ESTRATIGRAFIA

Tomando como base los trabajos clásicos de Barrois (1882) y de Comte (1959) sobre el Paleozoico de la Zona Cantábrica, han sido numerosos los autores que han descrito, con mayor o menor detalle, la estratigrafía de la zona estudiada o de áreas circundantes (García Fuente 1952, 1953, 1959; Almela y Ríos 1953; Beroiz 1968; Julivert *et al.* 1968; Pello 1968, 1972, 1976; Martínez-Alvarez *et al.* 1975-76; Julivert *et al.* 1977; Rodríguez-Fernández 1977; Truyols *et al.* 1982). En consecuencia, sólo se presentará aquí una breve reseña cuyo fin será, por un lado, situar al lector en el contexto estratigráfico de la zona y, por otro, aportar algunos datos basados en observaciones realizadas en el presente trabajo y que pueden contribuir a precisar el conocimiento básico de la estratigrafía del área estudiada.

La columna estratigráfica sintética de la Fig. 2 resume las peculiaridades de la sucesión. Desde el punto de vista de la influencia que ha debido tener la litología en el desarrollo de las estructuras, interesa destacar dos aspectos:

- 1º. El espesor total de la sucesión estratigráfica es del orden de los 3.000 m.
- 2º. La sucesión presenta una notable variedad litológica que da lugar a una anisotropía bien desarrollada a gran escala desde el punto de vista mecánico.

Un aspecto estratigráfico destacable se refiere a la Caliza de Candás. Según Pello (1968, 1976), esta formación desaparece al S de las localidades de El Torno y Coallajú; sin embargo, en el presente trabajo se ha podido constatar su existencia en toda la zona estudiada, siendo su espesor medio del orden de los 60 m. En la Fig. 3 se han representado cuatro columnas estratigráficas de dicha formación, pudiendo observarse una gran variabilidad lateral de facies, lo que hace difícil sistematizar sus características. Dominan, no obs-

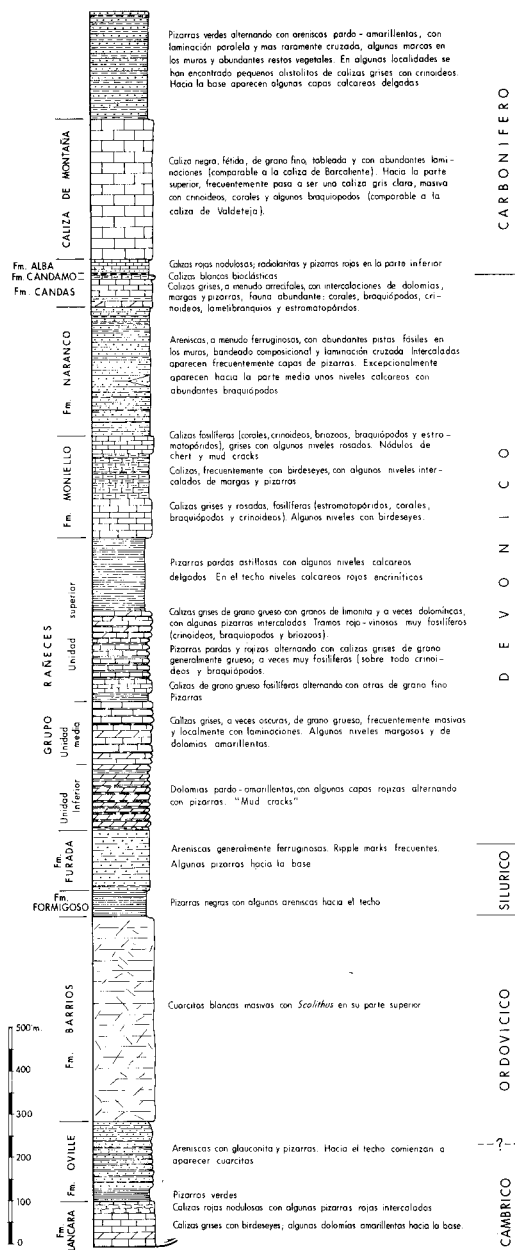


Fig. 2.—Columna estratigráfica sintética del área estudiada.

tante, las facies arrecifales, aunque existen también tramos de calizas grises masivas con escasa fauna que suelen aparecer hacia la parte media de la formación. En una localidad cercana a Las Llamas, se ha encontrado un ni-

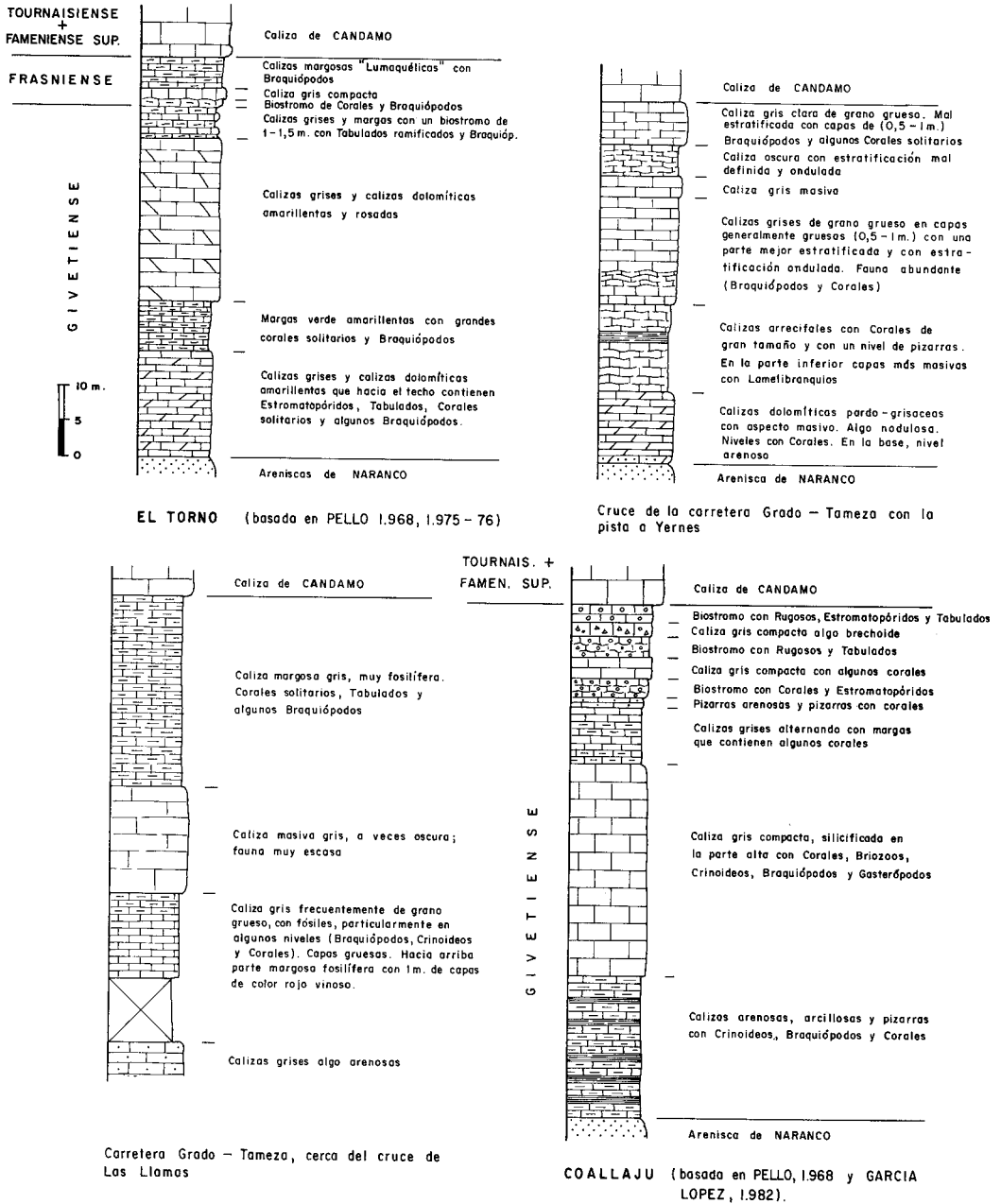


Fig. 3.—Columnas estratigráficas de la Caliza de Candás.

vel calcáreo oolítico que no ha sido localizado en ningún otro lugar.

En diversos puntos de la zona (Venta de Panticera, Las Llamas, Vendillés y Venta de Moutas) se ha encontrado sobre la Caliza de

Candás 1 m de areniscas calcáreas que son atribuibles a la Arenisca de Piñeres.

Con relación a la Caliza de Montaña, se han distinguido dos facies que son totalmente comparables a las Calizas de Barcaliente y

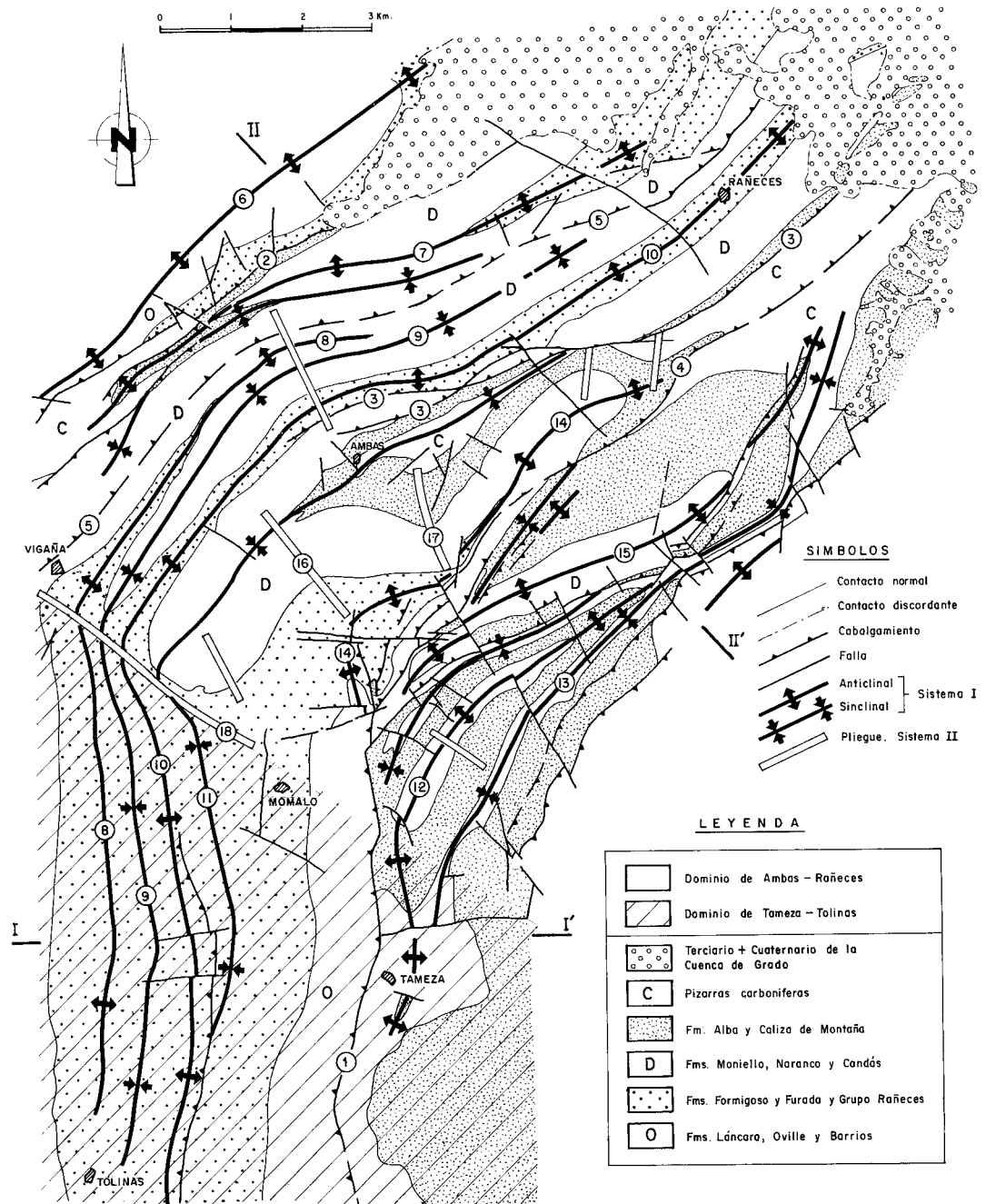


Fig. 4.—Esquema estructural del área estudiada con la división en dominios y la nomenclatura de las estructuras. 1.—Cabalgamiento de Tameza. 2.—Cabalgamiento de la Sierra del Pedrorio. 3.—Cabalgamiento de Robledo-Los Llanos. 4.—Cabalgamiento de Rubiano. 5.—Cabalgamiento de Panizal-Vigaña. 6.—Anticlinal de la Sierra del Pedrorio. 7.—Anticlinal de Cañedo. 8.—Anticlinal de Restiello. 9.—Sinclinal de San Pedro-Noceda. 10.—Anticlinal de Rañeces-Villahizoy. 11.—Sinclinal de Ambás-Villamarín. 12.—Anticlinal de Yernes. 13.—Sinclinal de Yernes. 14.—Anticlinal del Llanón-Rubiano. 15.—Anticlinal de Murias. 16.—Antiforme de Las Llamas. 17.—Pliegue de Cubia. 18.—Pliegue de Vigaña.

Valdeteja definidas como formaciones por Wagner *et al.* (1971) en la vertiente leonesa de la Zona Cantábrica. Su distribución es sin embargo irregular, aunque la importancia de las facies comparable a Valdeteja aumenta hacia el E. Este tipo de sucesión Namuriense parecía hasta el momento restringida al extremo E de la Unidad de Bodón, a los Picos de Europa y al extremo NE del Manto del Ponga (Julivert 1983). Sin embargo, las observaciones realizadas en el presente trabajo y en otros recientes dentro de la Zona Cantábrica (Aller 1986), sugiere una distribución más amplia para esta sucesión.

Finalmente destacaremos la presencia de algunos olistolitos calcáreos de pequeño tamaño en las pizarras y areniscas carboníferas y que por sus facies parecen proceder de la parte superior de la Caliza de Montaña. Ello indica sin duda una inestabilidad en la cuenca relacionada con el emplazamiento de las láminas cabalgantes cantábricas.

## ESTRUCTURA

El área estudiada se caracteriza por el paso desde una zona al S., en la que aparece un importante cabalgamiento, como estructura más destacable, a otra, al N. en la que las estructuras más aparentes son pliegues, a menudo cortados por cabalgamientos de menor entidad que el anteriormente citado. Este cambio estructural, que se manifiesta de una manera evidente en la cartografía (cf. Fig. 14), se produce de una manera bastante brusca (Fig. 4), a través de una línea de dirección ENE-WSW aproximadamente y que pasa por las inmediaciones de las localidades de Vigaña y Momalo. Esta línea, se manifiesta cartográficamente de una manera clara en la parte W del mapa, donde se materializa como un estrecho corredor ocupado por rocas de la unidad superior del Grupo Rañeces y delimitado por varias terminaciones periclinales.

La línea Vigaña-Momalo delimita, en consecuencia, dos dominios muy diferentes:

- Dominio de Ambás-Rañeces, al N y
- Dominio de Tameza-Tolinas, al S.

Este último se encuentra a su vez dividido por el cabalgamiento de Tameza (Fig. 4) en dos unidades; la Unidad de Tameza (o de Somiedo), al W, y su autóctono relativo constituido por la prolongación septentrional de la

unidad de la Sobía. Estas dos unidades se hacen prácticamente indistinguibles al pasar al dominio septentrional de Ambás-Rañeces. La nomenclatura de las estructuras del área estudiada se muestra en la Fig. 4.

Las diferencias entre los dos dominios pueden resumirse a las siguientes:

1.—Desde el punto de vista estratigráfico, cabe destacar que, en el dominio S, al contrario de lo que sucede en el N, los materiales del Paleozoico Inferior ocupan un área importante, constituyendo la parte inferior de la unidad alóctona de Tameza.

2.—El dominio de Ambás-Rañeces presenta una complejidad estructural mayor que el dominio de Tameza-Tolinas. En este último, la estructura está caracterizada por la existencia de un cabalgamiento importante y de varios pliegues que, en la lámina cabalgante, presentan un carácter marcadamente longitudinal. En el dominio septentrional, el número de pliegues y cabalgamientos es mucho mayor.

3.—La dirección de las estructuras en ambos dominios es diferente: en el dominio N la dirección es NE-SW, mientras que en el dominio S la dirección es N-S.

Un somero análisis de la cartografía del área estudiada (cf. Fig. 14) y de los cortes geológicos de la Fig. 5 pone de manifiesto la existencia de los siguientes tipos de estructuras:

- Cabalgamientos vergentes hacia el núcleo del arco asturico.
- Cabalgamientos vergentes hacia las zonas internas de la cordillera y que denominaremos cabalgamientos retrovergentes (back thrusts).
- Pliegues.
- Fallas tardías.

Las relaciones espaciales y temporales entre estas estructuras no son sencillas y su establecimiento requiere la realización previa de un análisis estructural detallado.

## CARACTERISTICAS GENERALES DE LOS CABALGAMIENTOS VERGENTES HACIA EL NUCLEO DEL ARCO ASTURICO

### *Los cabalgamientos en el dominio de Tameza-Tolinas*

Este dominio se ha subdividido en dos unidades: La unidad de Tameza (o de Somiedo), al W, y su autóctono relativo, al E, constituido por la unidad cabalgante de La Sobía. Ambas

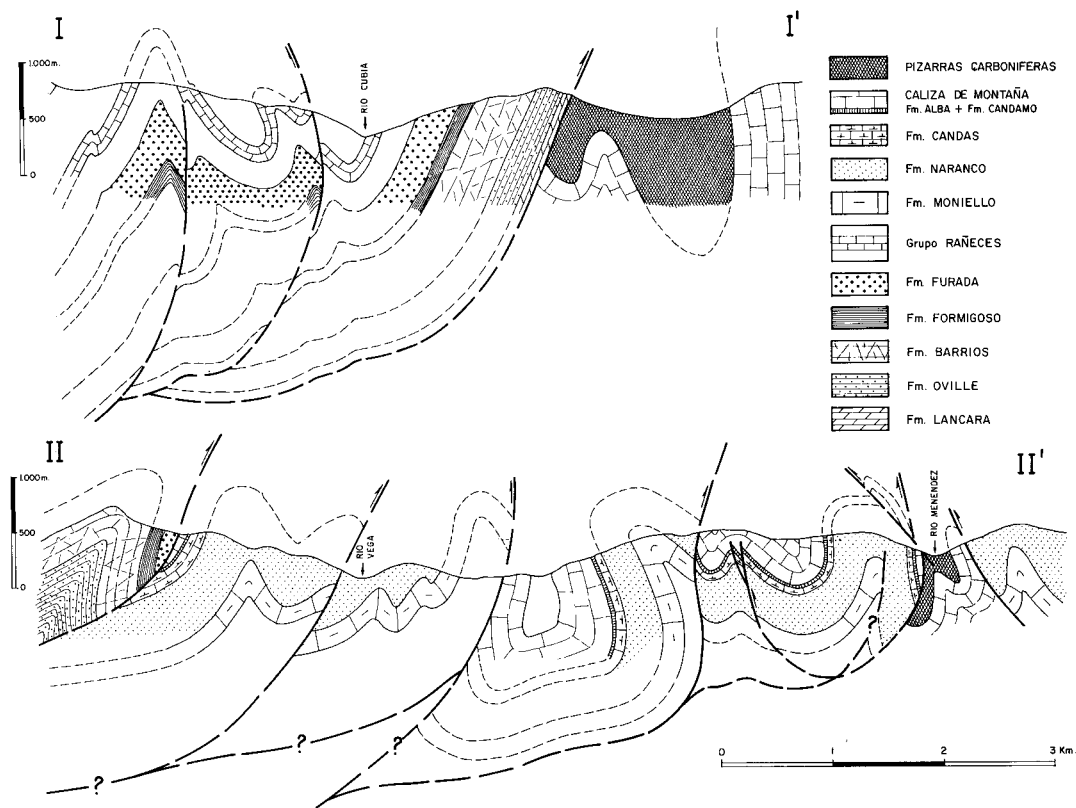


Fig. 5.—Cortes geológicos de la región estudiada. Para su situación, véase la Fig. 4 y la cartografía.

unidades están separadas por el Cabalgamiento de Tameza (Fig. 4), que pone en contacto materiales Cámbricos sobre Carboníferos; esta importante separación estratigráfica disminuye bruscamente en su extremo N.

El Cabalgamiento de Tameza presenta un trazado casi paralelo a la estratificación de la lámina cabalgante, en cuya base se sitúa la Formación Oville en la mayor parte de dicho trazado. No obstante, existe una ligera oblicuidad, de forma que, hacia el N van apareciendo en la base del alóctono materiales progresivamente más modernos; en el límite N del Dominio Tameza-Tolinas, este subparalelismo se rompe al desarrollarse un pliegue (Anticlinal del Llanón-Rubiano), cuyo flanco oriental está cortado por el cabalgamiento. En el extremo S del área estudiada, comienza a aparecer la Formación Láncara en la base de la Unidad de Tameza, manteniéndose luego paralela al cabalgamiento a lo largo de toda la Unidad de Somiedo, tal como

es habitual en todos los mantos cantábricos. Esta situación que acabamos de describir indica la existencia de una rampa frontal cabalgante suave, que se hace más acusada en el Anticlinal del Llanón-Rubiano. Con relación a la lámina cabalgada, parece claro que el cabalgamiento corta a la estratificación, indicando la existencia de una rampa frontal cabalgada.

Las malas condiciones de afloramiento impiden observar rocas o estructuras asociadas al cabalgamiento. No obstante, en El Llanón, puede observarse que la Cuarcita de Barrios ha desarrollado una intensa deformación cataclástica, que ha dado lugar a la aparición de una «crush breccia».

Destacaremos finalmente la existencia, dentro de la Unidad de Tameza, de dos cabalgamientos que afectan a materiales del Grupo Rañeces. Se trata de fracturas con desplazamiento pequeño cuyo desarrollo va asociado al de pliegues (corte I-I' de la Fig. 5).

### Los cabalgamientos en el Dominio de Ambás-Rañeces

El cabalgamiento más importante de este dominio, por su gran separación estratigráfica, es el de la Sierra del Pedrorio (Fig. 4), que se sitúa en el sector NW de la zona, desapareciendo, según progresa hacia el NE, bajo los materiales terciarios de la Cuenca de Grado. Este cabalgamiento corta al flanco SE del Anticlinal de la Sierra del Pedrorio, apareciendo en la base de la lámina cabalgante materiales progresivamente más antiguos hacia el SW, hasta llegar a la Formación Láncara. Más hacia el SW, y ya fuera del área cartografiada en el presente trabajo, la cartografía de Julivert *et al.* (1977) muestra cómo este cabalgamiento pierde progresivamente desplazamiento hasta desaparecer unos kilómetros más al S.

Los restantes cabalgamientos del Dominio de Ambás-Rañeces presentan una separación estratigráfica pequeña, generalmente inferior a los 500 m., lo que sugiere un desplazamiento también pequeño. La mayoría de estos cabalgamientos se unen al de Tameza, situándose la mayor parte de los puntos de bifurcación (branch points) en las inmediaciones del Llanón. Todos ellos presentan un trazado general NE-SW y afectan generalmente a materiales progresivamente más modernos hacia el NE. Algunos de estos cabalgamientos no enlazan cartográficamente con el de Tameza, como es el caso de los cabalgamientos de Robledo-Los Llanos; ello no impide que estos cabalgamientos puedan afectar en el subsuelo a un cabalgamiento basal, tal como se ha supuesto en el corte II-II' de la Fig. 5.

Un cabalgamiento de interés, dentro de este dominio N, es el de Panizal-Vigaña (Fig. 4), que se oculta bajo los depósitos aluviales del valle del Cubia, siendo luego difícil de proseguir, por situarse dentro de la Formación Naranco. No obstante, de acuerdo con la interpretación cartográfica realizada, este cabalgamiento se prolonga hacia Vigaña, donde empalma con el cabalgamiento basal de la Escama de Belmonte.

Las estructuras y rocas asociadas a los cabalgamientos del Dominio de Ambás-Rañeces son escasas. Cuando las rocas próximas a los cabalgamientos son calizas, es frecuente encontrar una intensa dolomitización. Un buen ejemplo de este fenómeno, en la Caliza de Montaña, se presenta en las inmediaciones de La Figal.

### CABALGAMIENTOS RETROVERGENTES (BACK THRUSTS)

Un tipo particular de cabalgamientos de notable interés son los que presentan una vergencia opuesta a la habitual para los cabalgamientos de la Zona Cantábrica, es decir, vergen hacia las zonas internas de la cordillera. Estos cabalgamientos retrovergentes (back thrusts), aunque se han descrito en otras cordilleras, eran prácticamente desconocidos en la Zona Cantábrica, siendo sin embargo frecuentes en el Dominio de Ambás-Rañeces. Su desplazamiento es generalmente pequeño y los materiales afectados por ellos en cartografía son relativamente modernos (de las Areniscas de Naranco a las pizarras carboníferas). Una fractura particularmente destacable, por su espectacularidad en el campo (Fig. 6) es la que aparece al W de Baselgas (cf. Fig. 14); su desplazamiento aparente sugiere que puede tener una componente importante de desplazamiento horizontal, sin embargo el hecho de que tenga un plano de fractura poco inclinado y paralelo a la estratificación del bloque superior, permite incluirla dentro de esta categoría de cabalgamientos.

Los cabalgamientos retrovergentes presentan estructuras y rocas asociadas a ellos con mayor frecuencia que los otros cabalgamientos. Así, las rocas de la Caliza de Montaña, adyacentes a los cabalgamientos retrovergen-

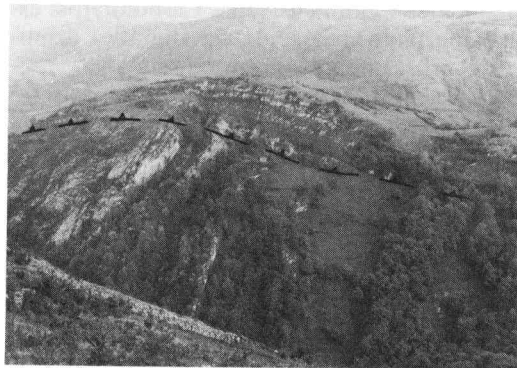


Fig. 6.—Cabalgamiento retrovergente de Baselgas. Se observa cómo las Calizas de Candás, Griotte y Montaña, suavemente inclinadas cabalgan sobre materiales devónicos (Arenisca de Naranco y Caliza de Candás) y carboníferos (Calizas Griotte y de Montaña) en posición subvertical.



tes situados al S de la Unidad de la Sierra del Pedrorrio, presentan una intensa dolomitización. Análogamente, las rocas situadas junto a las fracturas retrovergentes situadas entre términos de Yernes y Baselgas, se encuentran con frecuencia intensamente brechificadas, presentando abundantes mineralizaciones de calcita, dolomita y óxidos de hierro. Cabe destacar también, en una localidad situada al NW de Yernes, la existencia en la Caliza de Montaña, junto a un cabalgamiento retrovergente, de un yacimiento de minerales de cobre y hierro (malaquita y limonita, entre otros) que fue explotado con anterioridad.

**PLIEGUES**

La observación de la cartografía y del esquema tectónico de la Fig. 4 permite distinguir dos sistemas de pliegues que hemos denominado Sistema I y Sistema II. Los pliegues del Sistema I son prácticamente longitudinales a los cabalgamientos, mientras que los del Sistema II son más suaves y sus trazas axiales forman un ángulo grande con el trazado de los cabalgamientos, estando limitada su existencia al Dominio de Ambás-Rañeces. A

continuación describiremos separadamente la geometría de los pliegues en los dos dominios en que se ha dividido el área estudiada.

*Los pliegues en el Dominio de Tameza-Tolinas*

La unidad alóctona de Tameza está constituida por varios pliegues de traza axial N-S que conducen, como puede verse en la cartografía, a la aparición de un extenso afloramiento del grupo Rañeces. Todos ellos pertenecen al Sistema I (Fig. 4) y presentan una cierta no cilíndricidad, aunque su análisis por sectores permite determinar bastante bien la dirección axial en cada caso (Fig. 7A). En los sectores centrales, los ejes de pliegues se inclinan moderadamente (menos de 20°) hacia el N. Sin embargo, el hecho de que los anticlinales terminen periclinalmente al llegar a la línea Vigaña-Momalo sugiere una mayor inclinación axial en esta parte septentrional. Análogamente, hacia el S, la brusca terminación periclinal del Anticlinal de Restiello, sugiere una fuerte inclinación del eje con una componente S importante. Su vergencia es hacia el W, con excepción del pliegue más occidental (Anticlinal de Restiello), cuyo plano

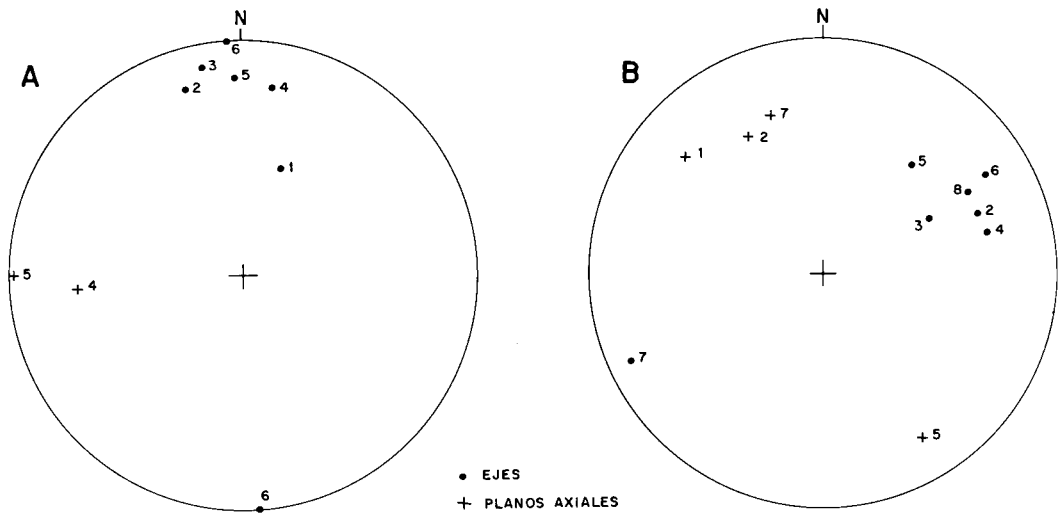


Fig. 7.—Proyección estereográfica de los ejes y polos de planos axiales de los pliegues mayores del sistema I. A) Pliegues del Dominio de Tameza-Tolinas: 1, Sinclinal de Ambás-Villamarín (sector N). 2, Sinclinal de Ambás-Villamarín (sector central). 3, Anticlinal de Rañeces-Villahizoy. 4, Sinclinal de San Pedro-Noceda. 5, Anticlinal de Restiello (sector central). 6, Anticlinal de Restiello (sector S). B) Pliegues del Dominio de Ambás-Rañeces: 1, Sinclinal de Yernes. 2, Sinclinal de San Pedro-Noceda. 3, Anticlinal del Llanón-Rubiano. 4, Sinclinal de Ambás-Villamarín (sector W). 5, Sinclinal de Ambás-Villamarín (sector E). 6, Anticlinal de Rañeces-Villahizoy. 7, Anticlinal de Cañedo. 8, Anticlinal de Murias.

axial es subvertical. Son pliegues apretados, con ángulos entre flancos siempre menores de  $50^\circ$ ; esto, unido al trazado cartográfico de estas estructuras, sugiere que, al menos en la Unidad de Tameza, se trata de pliegues bastante angulosos.

#### *Los pliegues en el Dominio de Ambás-Rañeces*

Los pliegues son numerosos en este sector y su trazado cartográfico y nomenclatura se muestran en la Fig. 4. En ella se observa que aparecen pliegues pertenecientes a los dos sistemas ya citados, por lo cual se describirán separadamente a continuación.

*Pliegues del Sistema I.*—Se trata de pliegues generalmente no cilíndricos; no obstante, en la mayoría de los casos puede deducirse una dirección axial media o bien puede calcularse ésta en diversos sectores de una misma estructura.

La proyección estereográfica de los ejes y polos de planos axiales se muestra en la Fig. 7B. En ella, se observa cómo los ejes se inclinan entre  $20$  y  $50^\circ$  hacia el NNW o NW, con excepción del Anticlinal de Cañedo. La gran mayoría de los pliegues presentan una vergencia hacia el NW o NNW. Al igual que en el Dominio de Tameza-Tolinas, se trata de pliegues apretados, con ángulo entre flancos siempre inferior a los  $60^\circ$ , y estando los valores más frecuentes entre  $30$  y  $40^\circ$ .

Es destacable que el Anticlinal y el Sinclinal de Yernes presentan un importante sector con un trazado oblicuo al Cabalgamiento de Tameza, por lo cual puede parecer que es cortado por este cabalgamiento (Fig. 4). Sin embargo, hacia el S, al penetrar en el Dominio de Tameza-Tolinas, las trazas axiales doblan suavemente, como consecuencia de un pliegue del sistema II, hasta disponerse con su trazado paralelo al del cabalgamiento, de forma que sólo un flanco del Anticlinal de Yernes es cortado por él.

*Pliegues de Sistema II.*—Se trata de pliegues suaves con ángulos entre flancos obtusos, generalmente mayores de  $120^\circ$ . Suelen presentar una asimetría elevada, tratándose de flexiones monoclinales. La proyección estereográfica de algunos ejes y polos de planos axiales se muestra en la Fig. 8, en la que se observa una gran dispersión de puntos, debida a la interferencia con los pliegues del sistema I.

#### *Estructuras asociadas a los pliegues mayores del Sistema I*

Los pliegues mayores del Sistema I llevan asociadas, además de cabalgamientos, algunas estructuras, principalmente pliegues menores y, muy localmente, esquistosidad. Estas estructuras serán descritas a continuación.

*Pliegues menores.*—Aunque no son muy frecuentes, aparecen dispersos a través de toda la zona, desarrollados en una notable diversidad de litologías, lo que da lugar a una gran variación de tamaños y morfologías.

La proyección estereográfica de los ejes y polos de planos axiales se muestra en la Fig. 9. Las direcciones axiales (Fig. 9A) presentan una notable dispersión, aunque los puntos que corresponden a pliegues del Dominio de Ambás-Rañeces tienden a situarse en una dirección NE-SW, mientras que los del Dominio de Tameza-Tolinas se encuentran más próximos a la línea N-S o NNW-SSE. El sentido de inclinación de los ejes tiene una componente N importante. La proyección de los polos de los planos axiales (Fig. 9B), muestra que estos presentan buzamientos elevados (entre  $50$  y  $90^\circ$ ), indicando que se trata de pliegues cuya vergencia tiene una componente W dominante.

La distribución de frecuencias de los ángu-

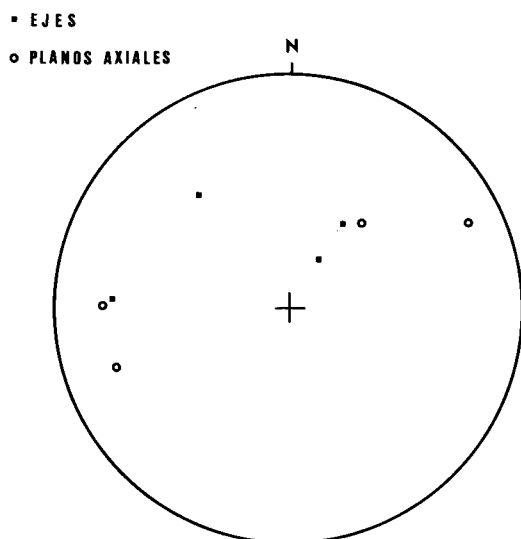


Fig. 8.—Proyección estereográfica de los ejes y polos de planos axiales de los pliegues del sistema II.

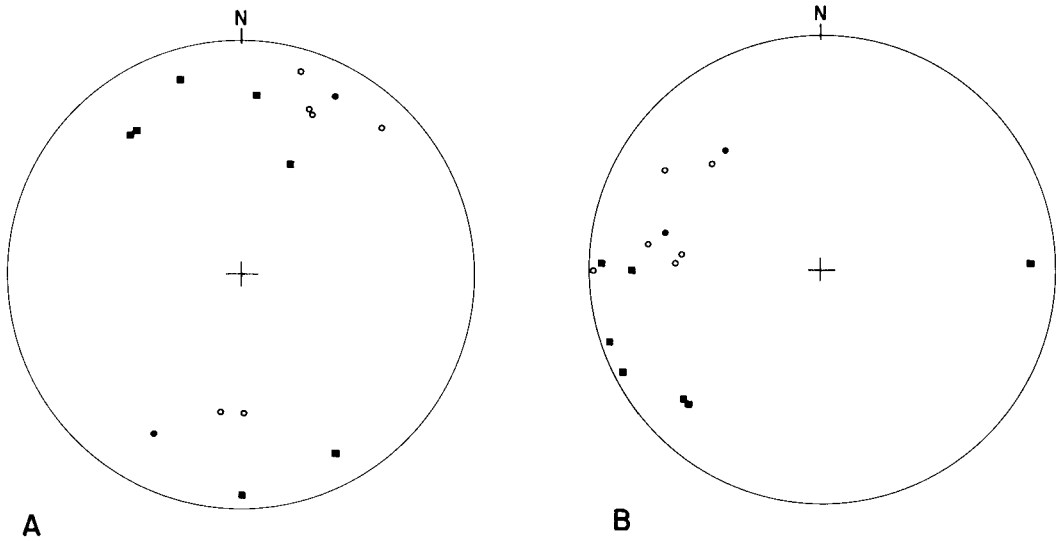


Fig. 9.—Proyección estereográfica de ejes (A) y polos de planos axiales (B) de los pliegues menores del sistema I. Círculos negros: pliegues desarrollados en la Formación Furada. Cuadrados negros: en el Grupo Rañeces. Círculos blancos: en las pizarras carboníferas.

los se ha representado en la Fig. 10A. En ella se observa que más del 75 % de los pliegues menores poseen un ángulo menor de  $70^\circ$ .

Es frecuente que, asociadas a los pliegues, aparezcan pequeñas fracturas indicando unas condiciones de deformación relativamente superficiales.

El hecho de que se trate de pliegues paralelos con un mayor o menor grado de aplastamiento, permite calcular el acortamiento total mínimo sufrido por las rocas plegadas a partir del ángulo entre flancos, utilizando los mínimos de las curvas deducidas por Bastida (1981, Fig. 3) para el cálculo del acortamiento total en pliegues paralelos aplastados. Los resultados se muestran en el histograma de la Fig. 10B. Al igual que sucede con el ángulo entre flancos, se observa una notable dispersión en los resultados, destacando no obstante dos intervalos modales; uno de ellos está comprendido entre el 35 y 40 % de acortamiento y corresponde a pliegues desarrollados en litologías variadas; el otro se sitúa entre el 50 y 55 % de acortamiento y corresponde a pliegues desarrollados en materiales calcáreos. El valor medio es de 36,6 % de acortamiento. De acuerdo con Bastida (op. cit.), las anteriores estimaciones tienen un error por defecto con relación a las determinaciones realizadas teniendo en cuenta el valor del

aplastamiento; este error absoluto es generalmente inferior al 10 % de acortamiento. En nuestro caso, parece, en consecuencia, probable que el valor medio de la deformación compresiva se convierta en un 40 % aproximadamente.

*Esquistosidad.*—A lo largo de la zona estudiada, aparece esquistosidad en algunas localidades, principalmente en las pizarras y areniscas carboníferas y en los materiales carbonatados del Grupo Rañeces y de la Formación Moniello. En todos los casos, se trata de una esquistosidad espaciada que se desarrolla principalmente en los materiales incompetentes; cuando aparece también en los competentes (Fig. 11), sufre una notable refracción, aumenta su espaciamiento y adquiere a menudo una morfología estilolítica. La posición en las rocas de esta esquistosidad es siempre acorde con su situación estructural en relación con los pliegues del Sistema I, a cuyo desarrollo se encuentra asociada.

#### FALLAS

Además de las estructuras descritas hasta el momento, cabalgamientos y pliegues, se desarrollan en la zona numerosas fallas que, como puede verse en la cartografía y en el diagrama en rosa de la Fig. 12, adquieren mayoritaria-

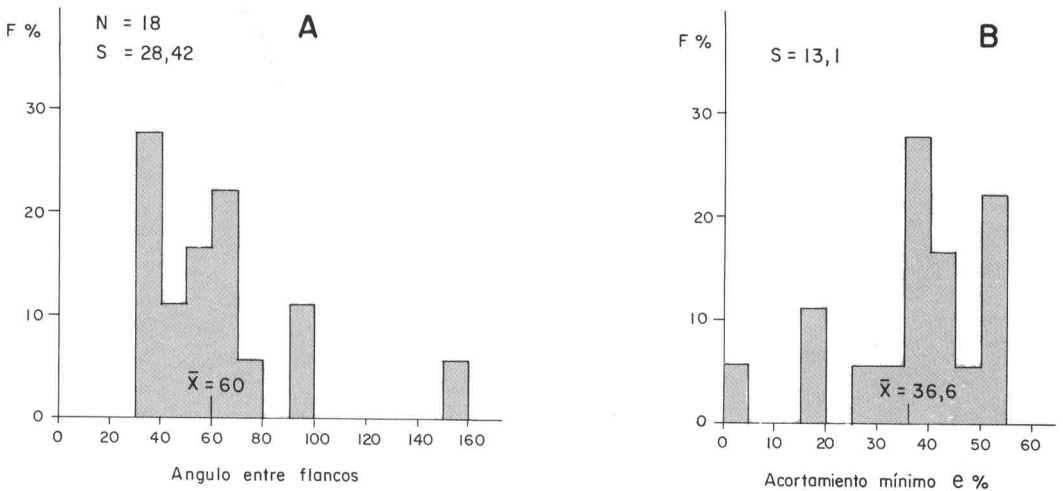


Fig. 10.—Histogramas de ángulos entre flancos de pliegues menores (A) y de acortamientos (B).

mente una disposición transversal a las estructuras anteriores. En este diagrama, destacan claramente dos intervalos modales que corresponden a los grupos dominantes en los dos dominios en que se ha subdividido la zona.

En cuanto a las características de estas fallas, la mayor parte de ellas tienen un trazado y desplazamiento pequeños, observándose que la mayoría de las fracturas de los grupos dominantes son fallas de desplazamiento horizontal («strike-slip»). El sentido de desplazamiento es variable; en el Dominio de Tameza-Tolinas existe una mayoría de fallas E-W levóginas, pero en el Dominio de Ambás-Rañeces son frecuentes los dos sentidos de desplazamiento.

En cuanto a su edad, se trata de estructuras tardías, aunque ligadas probablemente, a la dinámica herciniana que configura la estructura del área; no obstante, conviene destacar que algunas han jugado incluso después del depósito de los materiales terciarios de la Cuenca de Grado.

#### GEOMETRÍA DE LA ESCAMA DE TAMEZA Y DE SU AUTÓCTONO RELATIVO; SU PROLONGACIÓN SEPTENTRIONAL

Para analizar la geometría global de la Escama de Tameza, a partir de las características ya descritas para las diferentes estructuras que

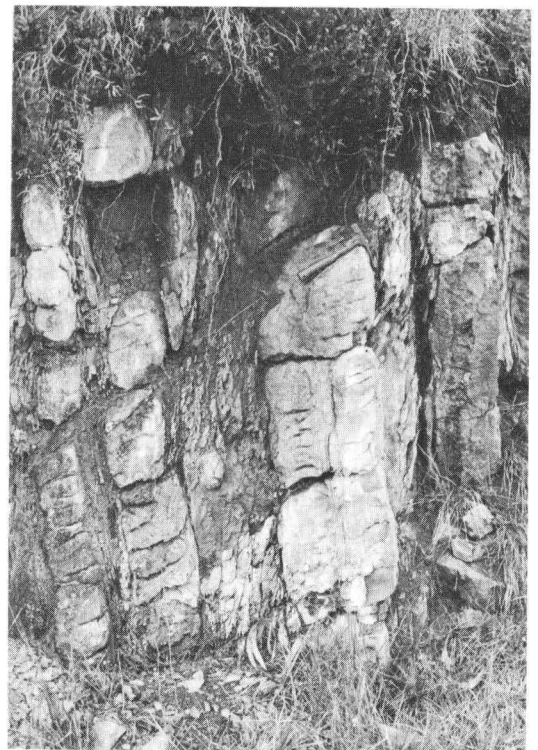


Fig. 11.—Esquistosidad espaciada desarrollada en calizas y margas de la parte superior del Grupo Rañeces (cerca de Las Corujas). Puede observarse el cambio de morfología y la refracción de la esquistosidad al atravesar capas de diferente competencia.

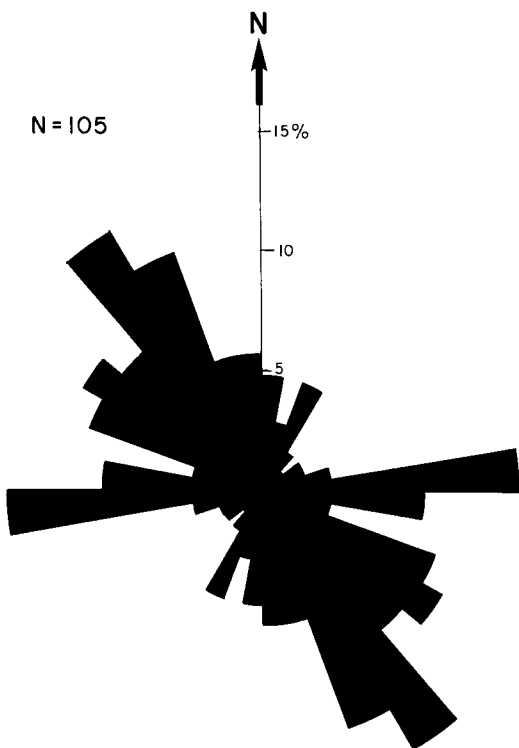


Fig. 12.—Diagrama en rosa que muestra la distribución de direcciones de las fallas tardías.

la constituyen, se considerarán, en primer lugar, la distribución de zonas de despegue («flats») y rampas y, a continuación, el significado tectónico de los pliegues y sus relaciones con los cabalgamientos.

#### Distribución de zonas de despegue y rampas

Las rampas frontales y laterales, tanto cabalgantes como cabalgadas, se manifiestan con mucha frecuencia en la cartografía. La visualización de las estructuras laterales se ve facilitada por el corte longitudinal y los esquemas que se muestran en la Fig. 13. De estas figuras se desprende la existencia de varias rampas laterales bastante pronunciadas, que están separadas por zonas de despegue o rampas mucho más suaves; con ello, la lámina cabalgante muestra un claro escalonamiento lateral. De estas rampas laterales cabalgantes, la que presenta una manifestación cartográfica más espectacular es la que coincide en el mapa con la línea Vigaña-Momalo (Fig. 13B, C y

D), la cual representa el comienzo de un conjunto de rampas laterales cabalgantes, cuyo reflejo cartográfico es bueno gracias a la verticalización sufrida por los cabalgamientos. Estas rampas implican la aparición de niveles más modernos hacia el N en la base de las láminas cabalgantes y el consiguiente adelgazamiento de dichas láminas, lo cual conduce a que el nivel de erosión alcance materiales más modernos en el dominio N que en el S.

La existencia de las rampas laterales cabalgantes descritas, condiciona en buena medida las características de las rampas frontales. Así, como puede verse en la Fig. 13B y D, la existencia de las rampas laterales cabalgantes implica la aparición, al N de ellas (dominio de Ambás-Rañeces), de varias rampas frontales cabalgantes, con sus correspondientes paredes de culminación (culmination walls). De ellas, la rampa frontal más avanzada, o *rampa frontal anterior*, es la que constituye el límite oriental de la unidad alóctona y su reflejo en superficie implica el afloramiento del cabalgamiento basal; éste debe ser el Cabalgamiento de Rubiano, a juzgar por sus relaciones con las rampas laterales.

La rampa frontal cabalgante más retrasada, o *rampa frontal posterior*, lleva consigo un aumento del espesor de la lámina cabalgante hacia el W. La situación de esta rampa es problemática. En la Sierra del Pedrorio, el nivel de erosión ha permitido el afloramiento de materiales del Paleozoico Inferior, lo cual puede estar en relación con un mayor espesor de la lámina cabalgante, sugiriendo, por tanto, que dicha sierra puede coincidir con la posición de esta rampa frontal posterior. En ella, no tiene por qué aparecer, en principio, un cabalgamiento, que, sin embargo, aparece en nuestro caso en la base de la Unidad de la Sierra del Pedrorio; esto indicaría una fracturación de dicha rampa. Conviene destacar que este cabalgamiento termina, de acuerdo con la cartografía de Julivert *et al.* (1977), cerca del extremo NW de la rampa de Vigaña-Momalo, lo cual sugiere una relación espacial con dicha rampa, coincidente con la que ha de presentar la rampa frontal posterior. Sin embargo, esta interpretación plantea algunos problemas derivados de la dificultad que presenta la compensación en el S del importante desplazamiento del Cabalgamiento de la Sierra del Pedrorio. Solamente una cartografía y un estu-

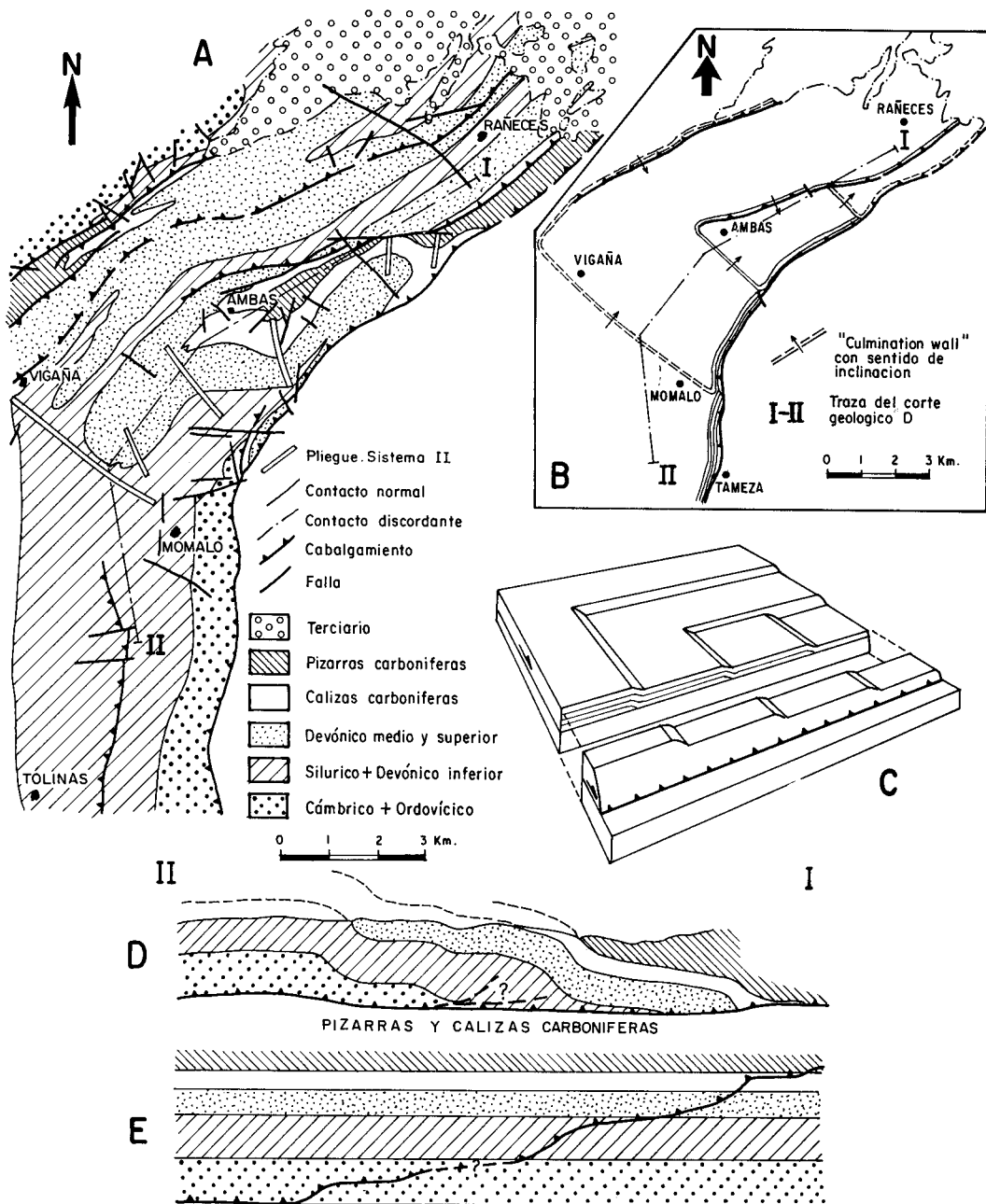


Fig. 13.—Disposición de estructuras laterales y frontales en la Unidad de Tameza. A, esquema geológico de la lámina cabalgante; los pliegues del sistema II coinciden con paredes de culminación asociadas a rampas laterales cabalgantes. B, esquema en el que se muestra la disposición de las rampas frontales y laterales cabalgantes. C, bloque diagrama que ilustra la geometría idealizada de una lámina cabalgante con una disposición en rampas como la mostrada en B. D, corte geológico longitudinal a la unidad. E, restauración del corte D.

dio estructural detallados de las áreas situadas al W de la estudiada en el presente trabajo, podrá permitir resolver satisfactoriamente este problema.

Entre las dos rampas frontales cabalgantes descritas, pueden existir otras rampas frontales. Así, el corte II-IP' de la Fig. 5 sugiere la existencia de una pequeña rampa frontal cabalgante fracturada por los cabalgamientos de Robledo-Llanos. El hecho de que algunos pliegues del Sistema II asociados a rampas laterales desaparezcan hacia el NNW y el que el extremo SW de los citados cabalgamientos se pierda cartográficamente cerca de la rampa lateral cabalgante que se manifiesta en las inmediateces de Las Llamas está de acuerdo con esta hipótesis.

La existencia de las rampas laterales y frontales cabalgantes descritas determinan la aparición hacia el NE de una zona deprimida (Fig. 13c), debida al adelgazamiento escalonado de la lámina cabalgante.

Un rasgo estructural interesante es que la línea de Vigaña-Momalo se prolonga hacia el SE en el autóctono relativo de la Escama de Tameza, en el que está definida por dos rasgos principales:

1.—Por la terminación periclinal del anticlinal de Yernes y la terminación de la acumulación de rocas de la Formación Naranco que aparece al NE de Tameza, en parte fuera del área estudiada.

2.—Por delimitar dos sectores con rocas diferentes; el septentrional presenta afloramientos devónicos y carboníferos, mientras que el meridional muestra únicamente materiales de edad carbonífera. Esta situación es precisamente la contraria de la que aparece en la lámina cabalgante, lo que sugiere que en el autóctono relativo nos encontramos ante el reflejo cartográfico de una rampa lateral cabalgada.

La existencia de esta rampa en la lámina cabalgada implica que los ejes de los pliegues próximos a ella deben inclinarse aproximadamente hacia el SW. En los casos del anticlinal y del sinclinal de Yernes, su elevado «apretamiento» y su falta de cilindridad han impedido comprobar tal predicción. Sin embargo, las medidas realizadas por Julivert y Arbolea (1984) en los pliegues situados al SE de Baselas, fuera del área estudiada, son acordes con

dicha hipótesis, siendo los sentidos de inclinación de sus ejes opuestos a los que se presentan en el Dominio de Ambás-Rañeces.

### *Significado tectónico y evolución de los pliegues del Sistema I*

Los pliegues del Sistema I se han descrito en la Zona cantábrica como pliegues longitudinales (Julivert y Pello 1967; Julivert 1971; Julivert y Marcos 1973). Estos pliegues pueden originarse en diversas situaciones estructurales. En el área estudiada, algunas de éstas pueden verse en la Fig. 5. El hecho de que, en la mayoría de los casos, los pliegues vayan asociados a un cabalgamiento que corta a uno de sus flancos y el que no aparezcan nunca pliegues con sus dos flancos cortados por cabalgamientos, sugiere una relación genética entre ambos tipos de estructuras.

Por lo que se refiere a la evolución del plegamiento, puede decirse que éste se inició con el movimiento de las unidades alóctonas; de este modo, se generan los pliegues como consecuencia de la geometría de las láminas cabalgante y cabalgada en relación con la de la propia superficie de cabalgamiento. Con posterioridad, como consecuencia de las dificultades del desplazamiento en secuencia hacia delante (piggy back) de las unidades alóctonas en relación con el desarrollo progresivo de unidades más avanzadas de la Zona Cantábrica, se produjo un apretamiento de los pliegues con probable rotación de sus superficies axiales.

La vergencia de los pliegues, que en principio debió ser hacia el antepaís, fue modificada como consecuencia del desplazamiento hacia delante de las láminas cabalgantes sobre superficies de cabalgamiento creadas durante la aparición de unidades más avanzadas de la Zona Cantábrica y del proceso de apretamiento asociado, produciéndose en la mayoría de los casos una vergencia opuesta. La dirección y magnitud de la vergencia final depende, entre otros factores, de la posición del pliegue con relación a la lámina cabalgada y de la profundidad. Así, cabe esperar que un pliegue situado sobre una rampa cabalgada presente una mayor retrovergenza que uno situado sobre una zona de despegue. Análogamente, como consecuencia de la geometría cóncava hacia arriba que suelen presentar los cabalga-

mientos, la vergencia original hacia el antepaís de los pliegues asociados debe de ser más acusada a medida que aumenta la profundidad; por esta razón, los pliegues en cuyo núcleo afloran materiales relativamente antiguos, Anticlinales del Llanón-Rubiano y de la Sierra del Pedrorio han mantenido su vergencia original hacia el E.

Por lo que se refiere a mecanismos de plegamiento, la existencia de fibras minerales, generalmente de calcita, sobre las superficies de estratificación, formando un ángulo alto con las direcciones axiales de los pliegues del Sistema I, indica un mecanismo dominante de cizalla simple por deslizamiento a lo largo de las capas, que ha debido combinarse necesariamente con el de deformación longitudinal tangencial actuando a la escala de capas individuales. Subsidiariamente, pueden haber actuado el acortamiento homogéneo de las capas y el aplastamiento, que han debido tener cierta importancia en los materiales incompetentes.

#### *Significado tectónico de los pliegues del Sistema II*

El origen de los pliegues de este sistema está íntimamente ligado al desarrollo de los cabalgamientos, ya que representan simplemente las flexiones monoclinales (culmination walls) que se asocian a las rampas laterales cabalgantes. Por ello, se trata de pliegues suaves ya que representan acomodaciones de la lámina cabalgante originadas esencialmente por flexión (bending) sin que hayan sufrido apenas compresión perpendicular a sus superficies axiales. El hecho de que, en las zonas donde aparecen estos pliegues, sean muy frecuentes fibras de calcita poco inclinadas sobre las superficies de estratificación, sugiere que el deslizamiento a lo largo de las capas fue un mecanismo muy importante en el desarrollo de estas estructuras.

#### *Relaciones temporales entre los pliegues de los Sistemas I y II*

Los pliegues de los dos sistemas existentes en el área estudiada son estructuras asociadas

a los cabalgamientos y representan la adaptación de la lámina cabalgante a la «topografía» del cabalgamiento correspondiente. Por ello, ambos sistemas de pliegues se han originado simultáneamente. Cuando aparecen en secuencia hacia delante (forward) unidades más avanzadas de la Zona Cantábrica, desplazándose según direcciones diferentes a la de la Escama de Tameza, se produce un acortamiento de ésta mediante el apretamiento de los pliegues del Sistema I. De los pliegues del Sistema II, el único que continúa cerrándose es el de Vigaña, ya que es el único que dobla al correspondiente cabalgamiento, representando una charnela del Arco Astúrico en estas unidades occidentales de la Zona Cantábrica.

Las anteriores afirmaciones no son sin embargo obvias si se tienen en cuenta los datos cartográficos, ya que los pliegues del sistema II parecen doblar en algunos casos las trazas de los del sistema I; éste es, por ejemplo, el caso del Anticlinal del Llanón-Rubiano (Sistema I), el cual parece deformado por el Antiforme de Las Llamas (Sistema II). Sin embargo, esta imagen cartográfica puede interpretarse como un rasgo esencialmente primario de la morfología de ambos pliegues. En efecto, ambos pliegues se han generado simultáneamente, pero el Anticlinal del Llanón-Rubiano es un pliegue frontal que se genera en sectores en los cuales la secuencia de capa implicada tiene distinto espesor. Así, en el sector de Rubiano, dicho pliegue no afecta a materiales más antiguos que los del Grupo Rañeces, mientras que más al S sí. Ello hace que, aunque cartográficamente la traza axial de este pliegue pueda seguirse sin dificultad, la morfología de este pliegue, y principalmente su tamaño, varía a lo largo de su trazado, lo que da lugar a una traza axial curvada.

#### *Prolongación septentrional de las escamas de Tameza y Belmonte.*

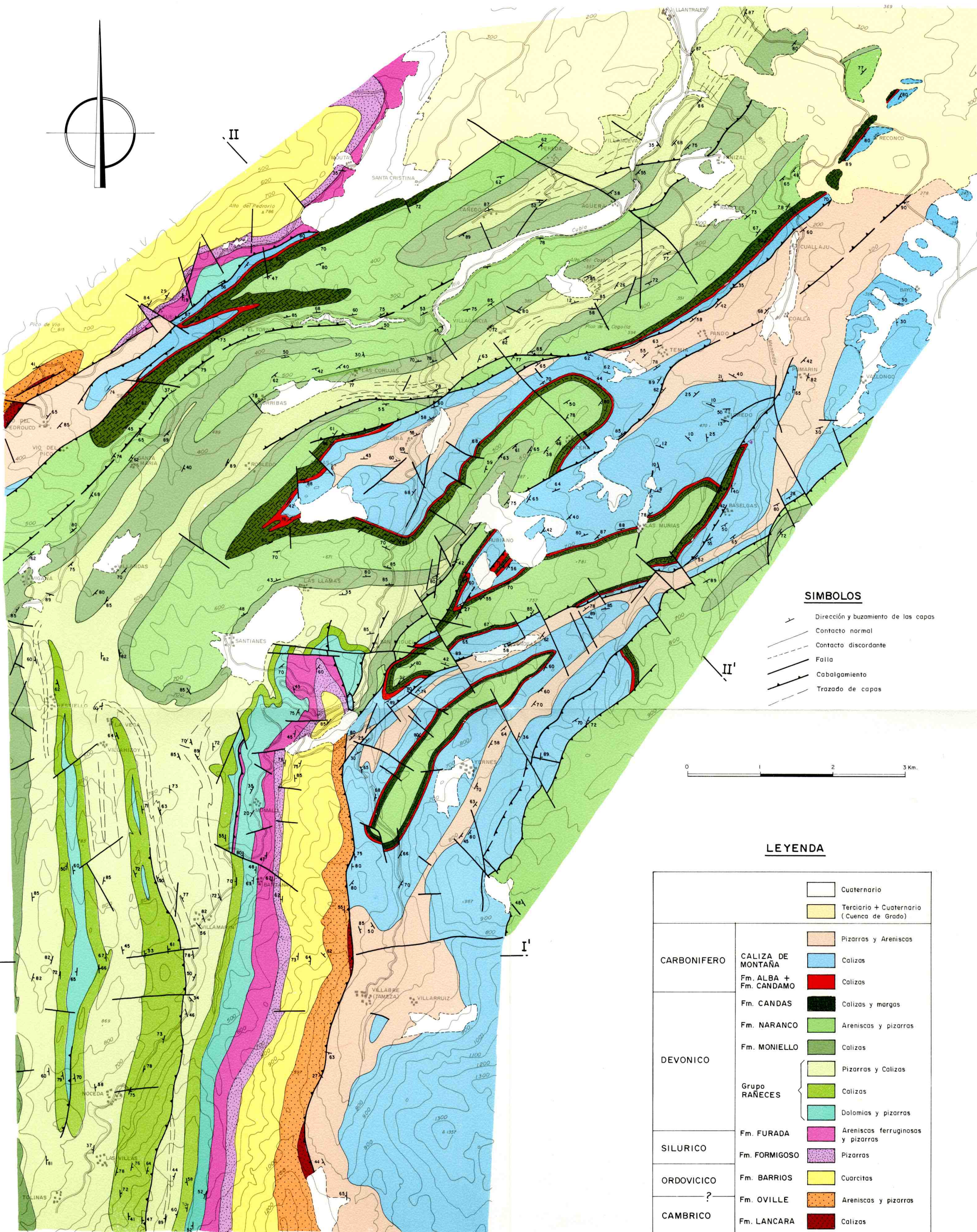
La geometría descrita anteriormente implica la continuación hacia el N del cabalgamiento basal de Tameza. Sin embargo, al N de la Cuenca Terciaria de Grado, dicho cabalgamiento es difícil de seguir, habiendo sido,



# MAPA GEOLOGICO DE LA PROLONGACION SEPTENTRIONAL DE LA ESCAMA DE TAMEZA

(ZONA CANTABRICA, NW DE ESPAÑA)

F. BASTIDA y S. CASTRO (1.987)



### SIMBOLOS

- Dirección y buzamiento de las capas
- Contacto normal
- Contacto discordante
- Falla
- Cabalgamiento
- Trazado de capas



### LEYENDA

		Cuaternario
		Terciario + Cuaternario (Cuenca de Grado)
CARBONIFERO		Pizarras y Areniscas
		Calizas
		Calizas
		Calizas y margas
DEVONICO		Areniscas y pizarras
		Calizas
		Pizarras y Calizas
		Calizas
		Dolomias y pizarras
SILURICO		Areniscas ferruginosas y pizarras
		Pizarras
ORDOVICICO		Cuarzitas
		Areniscas y pizarras
CAMBRICO		Calizas

no obstante, puesto de manifiesto por Rodríguez Fernández y Martínez Cienfuegos (1986) dentro de los materiales carboníferos situados al E de la franja cuarcítica que se sigue desde la localidad de Peñaflores hasta Cabo Torres (Fig. 1). Esta interpretación está de acuerdo con el hecho de que al E de la mencionada franja, aparezcan facies de la Formación Moniello típicas de la Escama de Tameza (sucesiones tipo San Pedro de Méndez Bedia 1976). La idea clásica, mantenida recientemente por Julivert y Arboleya (1984), según la cual el cabalgamiento basal de Tameza termina hacia el N de forma sencilla, pasando a pliegues por pérdida progresiva de desplazamiento, no puede mantenerse. La existencia de numerosos cabalgamientos en el dominio de Ambás-Rañeces, invalida esta idea y las rampas frontales y laterales existentes implican la continuación hacia el N del citado cabalgamiento.

El cabalgamiento basal de la escama de Belmonte aparece fuera del área cartografiada limitando por el W al Dominio de Tameza-Tolinás. Hacia el N, este cabalgamiento es difícil de seguir, ya que se convierte en una fractura intraformacional. No obstante, parece prolongarse dentro del Dominio de Ambás-Rañeces, empalmando cartográficamente con el cabalgamiento de Panizal-Vigaña (Fig. 4), que se continúa, al N de la Cuenca de Grado, en el cabalgamiento situado inmediatamente al E de la franja cuarcítica de Peñaflores y que afecta a materiales devónicos (Rodríguez Fernández 1977, 1978; Rodríguez Fernández y Martínez Cienfuegos 1986). Julivert (1976) ha afirmado que esta franja representa la prolongación de la zona frontal de la Escama de Tameza. No obstante, la franja de Peñaflores y los cabalgamientos asociados a ella no presentan conexión cartográfica con el cabalgamiento basal de Tameza, constituyendo, por el contrario, el núcleo del Anticlinal de Cañedo (Fig. 4) y representando, en consecuencia, la parte frontal de la Escama de Belmonte rota por pequeños cabalgamientos que afectan a las cuarcitas.

#### ASPECTOS MECÁNICOS DE LA EVOLUCIÓN DE LAS ESTRUCTURAS EN LA ESCAMA DE TAMEZA Y SU AUTÓCTONO RELATIVO

La existencia de rampas laterales, implicando la aparición de una zona frontal adelgazada, tiene algunas consecuencias mecánicas

importantes, ya que, para unas condiciones físicas determinadas, la longitud de una lámina cabalgante es tanto mayor cuanto mayor es su espesor (Hubber y Rubey 1959). Esto significa que, en dicha zona adelgazada, la longitud de la lámina es demasiado grande para moverse como un todo sin romperse. Como esta parte más delgada es la menos resistente, cabe esperar que la inestabilidad se resuelva mediante el desarrollo de cabalgamientos menores que compartimentarán la lámina cabalgante en escamas con pliegues asociados.

Por otro lado, la aparición en esta zona adelgazada de niveles de despegue diferentes del habitual de la Zona Cantábrica, el aumento del número de rampas frontales y la propia compartimentación en escamas de la unidad alóctona han debido contribuir a dificultar el movimiento de ésta como un todo, facilitando el desarrollo del complicado estilo estructural del Dominio de Ambás-Rañeces.

#### CONCLUSIONES

El área estudiada representa un excelente ejemplo de la estructuración de una lámina cabalgante, principalmente en lo que se refiere al desarrollo de estructuras laterales (rampas y paredes de culminación). Estas han conducido a una geometría escalonada comparable a la originada por las rampas frontales, de forma que un corte longitudinal a las estructuras presenta una geometría similar a la de los cortes transversales característicos de los mantos de corrimiento.

La existencia de rampas laterales del tipo de las descritas en el presente trabajo, condiciona la aparición de rampas frontales, con las correspondientes paredes de culminación, dando lugar a la multiplicación, hacia el N, del número de éstas, a la vez que tiene lugar una disminución del espesor de la lámina cabalgante, desarrollándose, en consecuencia, una zona deprimida tectónicamente.

El desarrollo de esta zona de rampas (Dominio de Ambás-Rañeces) conlleva la existencia de un estilo estructural diferente al habitual de los mantos cantábricos, con la aparición de numerosos pliegues y cabalgamientos menores. Este estilo estructural implica la existencia de un cabalgamiento basal del que deben surgir cabalgamientos menores, constituyendo, en conjunto, un sistema de cabalga-

mientos imbricados, si bien algunos cabalgamientos han sido interpretados como fuera de secuencia (out of sequence).

El complicado estilo estructural del Dominio de Ambás-Rañeces es probablemente una consecuencia de la inestabilidad mecánica producida a causa del adelgazamiento de la lámina cabalgante. Esta inestabilidad afecta a las paredes de culminación asociadas a las rampas frontales cabalgantes, las cuales, al ser transversales a la dirección general de máximo acortamiento, se presentan a menudo fracturadas. Esto representa una importante diferencia estructural entre estas rampas y las laterales.

En el área estudiada, se distinguen dos sistemas de pliegues (I y II). Los pliegues del Sistema I son longitudinales a los cabalgamientos; son apretados y bastante angulosos, pudiendo considerarse, en general, como pliegues frontales. Los del Sistema II son suaves, asimétricos y sus trazas axiales forman ángulos altos con los cabalgamientos; representan flexiones monoclinales asociadas a las rampas laterales cabalgantes.

Ambos sistemas de pliegues representan la

adaptación de la lámina cabalgante a la «topografía» de los cabalgamientos y, por tanto, se inician simultáneamente. No obstante, los del Sistema I han sufrido una evolución más larga, habiendo seguido apretándose con posterioridad al movimiento principal de la Escama de Tameza como unidad alóctona individualizada. De los pliegues del Sistema II, solamente el de Vigaña ha sufrido este proceso de apretamiento.

La existencia de rampas laterales y frontales cabalgantes indica la continuación hacia el N del cabalgamiento basal de Tameza, si bien implica la aparición de niveles basales de la lámina cabalgante más altos estratigráficamente del habitual de la Zona Cantábrica, constituido por materiales de la Formación Láncara, y una disminución de la separación estratigráfica. Por su parte, el cabalgamiento basal de la Escama de Belmonte enlaza a través del de Panizal-Vigaña, con el cabalgamiento situado inmediatamente al E de la franja cuarcítica de Peñaflor-Cabo Torres afectando a materiales devónicos y que aparece al N de la Cuenca Terciaria de Grado.

#### BIBLIOGRAFIA

- Almela, A. y Ríos, J. M. (1953).—Datos para el conocimiento de la Geología Asturiana (Valle de Riosa y Proaza). *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, **65**, 1-36.
- , García-Fuente, S. y Ríos, J. M. (1956).—Mapa Geológico, E. 1 : 50.000, Hoja n.º 52 (Proaza). *Inst. geol. Min. Esp.*, 81 pp.
- Aller, J. (1986).—*La estructura del sector meridional de las unidades del Aramo y Cuenca Carbonífera Central*. Principado de Asturias, Consejería de Industria y Comercio, 180 pp.
- Barrois, Ch. (1882).—Recherches sur les terrains anciens de Asturies et de la Galice. *Mem. Soc. Geol. Nord.* **2** (1), 630 pp.
- Bastida, F. (1981).—Medida de la deformación a partir de pliegues paralelos aplastados. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, **11**, 15-33.
- Beroiz, C. (1968).—Nota sobre la prolongación Norte de la Escama de Belmonte (Asturias) y estructuras asociadas. *Brev. geol. astú.* **II** (3), 6-10.
- Comte, P. (1959).—Recherches sur les terrains anciens de la Cordillere Cantabrique. *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, **69**, 440 pp.
- García-Fuente, S. (1952).—Geología del Concejo de Teverga (Asturias). *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, **64**, 345-456.
- (1953).—Geología de los concejos de Proaza y Tameza (Asturias). *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, **65**, 271-324.
- (1959).—Mapa Geológico de España, E. 1 : 50.000, Hoja n.º 77, La Plaza (Teverga). *Inst. Geol. Min. Esp.*, 68 pp.
- Hubbert, M. K. y Rubey, W. W. (1959).—Role of Fluid Pressure in Mechanics of Overthrust Faulting. *Bull. geol. Soc. Am.* **70**, 115-166.
- Julivert, M. (1971).—Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of NW Spain. *Am. J. Sci.*, **270** (1), 1-29.
- (1976).—La estructura de la región del Cabo Peñas. *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, **8**, 203-309.
- (1983).—La estructura de la Zona Cantábrica. In: J. A. Comba (Coordinador). *Geología de España* (Libro Jubilar J. M. Ríos), Inst. Geol. Min. Esp., T-1 339-381.
- y Arboleya, M. L. (1984).—A geometrical and kinematical approach to the nappe structure in an arcuate fold belt: the Cantabrian nappes (Hercynian chain, NW Spain). *J. Struct. Geol.*, **6** (5), 499-519.
- y Marcos, A. (1973).—Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian Zone (Hercynian Cordillera, Northwest Spain). *Am. J. Sci.*, **273**, 353-375.
- y Pello, J. (1967).—Las dos etapas principales de deformación hercyniana en la Cordillera Cantábrica y el trazado de sus estructuras. *Acta Geol. His.*, **2** (4), 77-81.
- , Marcos, A. y Pulgar, J. A. (1977).—Mapa geológico de España, E. 1 : 50.000, Hoja n.º 51, Belmonte de Miranda. *Inst. Geol. Min. Esp.*

- , Pello, J. y Fernández-García, L. (1968).—La estructura del Manto de Somiedo (Cordillera Cantábrica). *Trab. Geol.*, Univ. Oviedo, **2**, 1-44.
- Martínez-Alvarez, J. A., Gutiérrez Claverol, M. y Torres Alonso, M. (1975-76).—Mapa Geológico de España E, 1 : 50.000 Hoja n.º 28 (Grado). *Inst. Geol. Min. Esp.*
- Méndez-Bedia, I. (1976).—Biofacies y litofacies de la Formación Moniello-Santa Lucía (Devónico de la Cordillera Cantábrica, NW de España). *Trab. Geol.* Univ. Oviedo, **9**, 93 pp.
- Pello, J. (1968).—Sobre la existencia del Devónico superior en la región central de Asturias y los problemas que plantea el contacto Devónico-Carbonífero al W de Oviedo. *Brev. geol. astú.*, **XII** (3), 11-16.
- (1972).—*Estudio geológico de la región central de Asturias*. Tesis Doctoral, Univ. Oviedo.
- (1976).—Mapa geológico de España, E. 1 : 50.000, Hoja n.º 52 (Proaza). *Inst. Geol. Min. Esp.*
- Rodríguez Fernández, L. R. (1977).—*La estructura de la prolongación n de las unidades de Tameza-Sobia (Asturias, Cordillera Cantábrica)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Oviedo, 58 pp.
- (1978).—La estructura de la prolongación N de las unidades de Tameza y la Sobia (Asturias, Cordillera Cantábrica). *Trab. Geol.* Univ. Oviedo, **10**, 389-394.
- y Martínez Cienfuegos, F. (1986).—Mapa geológico del Sector de Llanera-Las Regueras. In: *Cuencas carboníferas ocultas en Asturias*. Inédito. Fondo documental del IGME. Madrid.
- Soler, M. (1967).—Evolución longitudinal del cabalgamiento de Peña Sobia (Asturias). *Acta Geol. Hisp.*, **II** (4), 82-84.
- Truyols, J. et al. (1982).—Mapa Geológico de España E. 1 : 50.000 Hoja n.º 77, La Plaza (Teverga). *Inst. Geol. Min. Esp.*, 64 pp.
- Van den Boch, W. J. (1969).—Geology of the Luna-Sil Region. Cantabrian Mountains (NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, **44**, 137-225.
- Wagner, R. H., Winkler Prins, C. F. y Riding, R. E. (1971).—Lithostratigraphic units of the Lower part of the Carboniferous in northern Leon, Spain (with a «Note on some goniatite faunas by C. H. T. Wagner-Gentis»). *Trab. Geol.* Univ. Oviedo, **4**, 603-663.

