

# LA ESTRUCTURA DEL MANTO DE MONDOÑEDO ENTRE BURELA Y TAPIA DE CASARIEGO (COSTA CANTÁBRICA, NW DE ESPAÑA)

FERNANDO BASTIDA y JAVIER A. PULGAR

TRABAJOS DE GEOLOGIA Bastida, F. y Pulgar, J. A. (1978).—La estructura del manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (Costa cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 10, 000-000.



El corte de la unidad del manto de Mondoñedo a lo largo de la costa cantábrica, que se describe en este trabajo, se sitúa en la parte W de la Zona Asturoccidental-leonesa y está comprendido entre las localidades de Burela (Lugo) y Tapia de Casariego (Asturias). Los materiales que constituyen el corte son esencialmente detríticos y tienen edades comprendidas entre el Precámbrico y el Ordovícico inferior. Las rocas han sufrido una deformación polifásica acompañada de un metamorfismo regional durante la Orogénesis Herciniana.

La deformación se ha llevado a cabo mediante tres fases principales. Durante la primera fase,  $F_1$ , se originan pliegues de una amplia gama de dimensiones, desde microscópicos hasta de escala kilométrica, tratándose de pliegues tumbados, muy apretados, vergentes hacia las zonas externas y acompañados por un «slaty cleavage» o una «schistosity». De estos, los pliegues menores se localizan preferentemente en zonas de charnela de pliegues mayores y han sido analizados con cierto detalle, tratándose de pliegues «chevron» o similares, formados esencialmente por un proceso de «buckling» más aplastamiento.

Durante la segunda fase,  $F_2$ , se originan pliegues menores tumbados, asimétricos, con charnelas curvas, vergentes hacia las zonas externas y cuyo desarrollo está restringido a un pequeño sector dentro del corte. Estos pliegues llevan asociada una esquistosidad de crenulación o una «schistosity». Los pliegues  $F_2$  son aproximadamente similares y se interpretan como formados por «buckling» más aplastamiento en el interior de una zona de cizalla dúctil.

La tercera fase de deformación,  $F_3$ , da lugar a grandes pliegues suaves y de plano axial subvertical. Los pliegues menores  $F_3$  son escasos, tratándose de formas fuertemente asimétricas en cuyos flancos cortos se desarrollan frecuentemente pliegues de pequeño tamaño. Cuando la litología lo permite se asocia a estos pliegues una esquistosidad de crenulación.

Con posterioridad se desarrollan aún estructuras tardías entre las que se engloban «kink-bands», crenulaciones, pliegues transversales abiertos, fallas y diaclasas.

En conjunto, la estructura del corte se resume a dos grandes pliegues acostados  $F_1$ , el anticlinal de Foz-Tapia y el sinclinal de Nois-Mántaras, entre los cuales existe un flanco inverso de unos 15 Km de longitud. Estas estructuras están cortadas por una zona de cizalla dúctil en la parte occidental del corte y por un cabalgamiento en la parte oriental, originados en el transcurso de la segunda fase de deformación  $F_2$ . Las estructuras  $F_1$  y  $F_2$  están suavemente replegadas por un antiforme y un sinforme de la tercera fase de deformación  $F_3$ .

El metamorfismo regional que acompaña a la deformación aumenta en líneas generales hacia el W, habiéndose distinguido las zonas de la clorita, biotita, granate y andalucita. Este metamorfismo muestra un carácter plurifacial, siendo el metamorfismo resultante del tipo intermedio de baja presión. El clímax metamórfico coincide aproximadamente con el inicio de la 2.<sup>a</sup> fase de deformación.

A cross section of the Mondoñedo nappe unit across the cantabrian coast from Burela (Lugo) to Tapia de Casariego (Asturias), western part of the

Westasturian-leonese zone, is studied in this paper. Precambrian to lower Ordovician rocks, mainly detrital, are found in this section. A poliphasic deformation and a related regional metamorphism have affected these rocks during the hercynian orogenesis.

Three main phases of deformation have been distinguished. During the first one,  $F_1$ , east facing recumbent folds of different scales with a slaty cleavage or schistosity related, are formed. The minor folds are located mainly in the hinges of the major and have been analyzed with detail; they are chevron and similar folds formed by a process of buckling and flattening.

During the second phase of deformation,  $F_2$ , minor asymmetric recumbent folds with curved hinges and the same vergence as  $F_1$  are formed. The development of these folds are restricted to a small sector in this cross section. A crenulation cleavage or a schistosity is associated with these folds. From the geometrical point of view the  $F_2$  folds are nearly similar and genetically are interpreted as formed by buckling and flattening in a ductil shear zone.

The third phase of deformation,  $F_3$ , give rise to big open folds with subvertical axial planes. Minor folds are scarce and in general they are asymmetric. A crenulation cleavage no generalized is related with this phase of deformation.

The latest deformation events produced several kind of structures: kink bands, crenulation cleavage, E-W folds, faults and joints.

The general structure of the cross section studied is formed by two major recumbent folds  $F_1$  (the anticlinal of Foz-Tapia and the sinclinal of Nois-Mántaras). The reverse limb of these folds is about 15 km long. These structures are cutted by a ductil shear zone in the occidental part of the section and by a thrust is the oriental part originated during the second phase of deformation ( $F_2$ ). The  $F_1$  and  $F_2$  structures are openly refolded by an antiformal and a sinformal belonging to the third phase of deformation.

The regional metamorphism related with the hercynian deformation grows in general from E to W. The chlorite, biotite, garnet and andalucite zones have been distinguished. This metamorphism shows a plurifacial character and the resulting metamorphism is of intermediate low pressure type. The metamorphic culmination coincide with the begining of the second phase of deformation.

*Fernando Bastida y Javier A. Pulgar, Departamento de Geotectónica, Universidad de Oviedo. Manuscrito recibido el 15 de junio de 1978.*

En el NW de la Península Ibérica, el macizo hercyniano se ha dividido clásicamente en tres zonas de características geológicas diferentes: Zona Cantábrica, Zona Asturoccidental-leonesa y Zona Centrobérica (sector de Galicia). En este contexto, el corte aquí estudiado forma parte de la rama N de la Zona Asturoccidental-leonesa (Fig. 1), la cual se caracteriza por la existencia de un Paleozoico inferior bien desarrollado, de un metamorfismo regional cuyo grado aumenta, en líneas generales, de E a W y de una deformación polifásica con desarrollo generalizado de esquistosidad. Dentro del orógeno, la Zona Asturoccidental-leonesa ocupa una posición intermedia entre la Zona Cantábrica, la más externa, sin esquistosidad ni metamorfismo apreciables y el sector de Galicia, más interno, con un plutonismo muy importante y con áreas extensas de rocas metamórficas de alto grado.

La geología básica de la Zona Asturoccidental-leonesa se conoce en la actualidad bastante bien gracias a los trabajos realizados por diversos autores

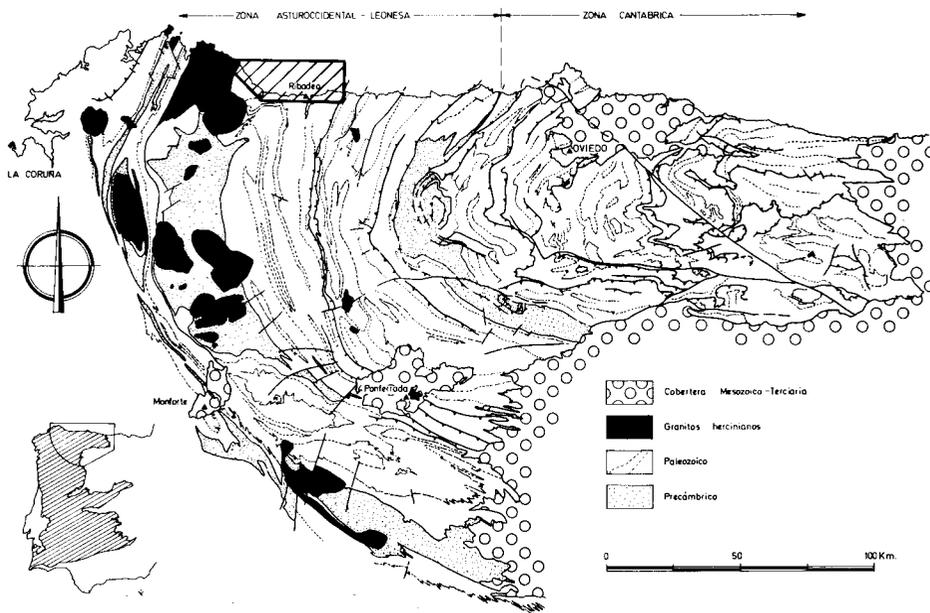


Fig. 1.-Situación geológica del corte estudiado.

(RIEMER 1965; MATTE 1968; WALTER 1968; CAPDEVILA 1969; MARCOS 1973; PÉREZ-ESTAUN 1978; etc.). El corte estudiado en el presente trabajo corresponde al sector de la costa comprendido entre Burela (Lugo) y Tapia de Casariego (Asturias) (Fig. 1) y, de acuerdo con la división en dominios que se ha realizado para la Zona Asturoccidental-leonesa, se sitúa dentro del dominio del manto de Mondoñedo (MARCOS 1973) que ocupa gran parte de la mitad occidental de dicha zona. Desde el punto de vista estructural, este dominio está constituido por un apilamiento de pliegues acostados de grandes dimensiones deformados por pliegues suaves de plano axial subvertical (MATTE 1964, 1968; WALTER 1966, 1968; MARTÍNEZ CATALÁN et al. 1977). El corte estudiado presenta gran interés para conocer la estructura del citado dominio del manto de Mondoñedo. Sin embargo, este corte no ha sido conocido anteriormente en detalle desde el punto de vista estructural, ya que siempre ha formado parte de estudios más extensos (NISSEN 1959; MATTE 1968) o bien ha sido estudiado desde otros puntos de vista (SÁNCHEZ DE LA TORRE 1966; CAPDEVILA 1969).

En consecuencia, los objetivos del presente trabajo han sido, por un lado, tratar de completar la estructura del manto de Mondoñedo, desconocida en este sector de la costa. Por otro lado, hasta el presente han existido problemas de correlación entre las fases de deformación propuestas para las partes más internas (al W) y las propuestas para las zonas más externas (al E) de la Zona Asturoccidental-leonesa. Por ello, otro de los objetivos de este trabajo ha sido analizar con cierto detalle las estructuras correspondientes a cada una de las fases de la deformación hercíniana, para establecer un modelo en el que se

muestren las características de estas fases en dicha zona, contribuyendo de esta manera a clarificar los problemas de correlación que se encuentran planteados. Por último, el análisis geométrico detallado de las estructuras menores, principalmente pliegues, originadas durante las fases principales de la deformación, permite obtener algunas conclusiones sobre los mecanismos de formación de estas estructuras, así como sobre las condiciones de la deformación y la evolución tectónica para cada fase de deformación.

## ESTRATIGRAFIA

El sector de la costa cantábrica estudiado se sitúa, desde el punto de vista paleogeográfico, dentro del dominio del manto de Mondoñedo (MARCOS 1973). Este dominio se caracteriza por la existencia de un substrato precámbrico esquisto-grauwackico (Serie de Villalba) sobre el que aparece una espesa serie detrítica que abarca desde el Cámbrico inferior al Ordovícico inferior. El Ordovícico medio y superior falta o posee un espesor muy reducido. Por encima y con carácter transgresivo se sitúan los materiales silúricos (WALTER 1968; MATTE 1968; MARCOS 1973).

Los materiales que aparecen en el corte pertenecen a las siguientes formaciones:

- 1.-Serie de Villalba ? (Precámbrico).
- 2.-Formación Cándana (Cámbrico inferior).
- 3.-Formación Vegadeo (Cámbrico inferior-medio ?).
- 4.-Serie de los Cabos (Cámbrico medio-Ordovícico inferior).

Sobre estos materiales aparece, al E de la ría del Eo, un pequeño afloramiento de materiales estefanienses que son claramente discordantes y que tienen escaso interés desde el punto de vista de la estructura general del corte.

La intensa deformación sufrida por las rocas y la existencia de zonas con alto grado de metamorfismo dificultan la realización de un análisis estratigráfico de detalle. Por otra parte, dado que el objeto de este trabajo se refiere esencialmente a la estructura de este sector de la costa cantábrica, se realizará tan solo a continuación una breve descripción litoestratigráfica de las formaciones presentes.

### 1.-SERIE DE VILLALBA (?)

La presencia a lo largo de este sector de materiales precámbricos es problemática y ha dado lugar a diversas opiniones que se refieren no sólo a la existencia de estos materiales sino a su extensión dentro del corte. Así, SÁNCHEZ DE LA TORRE (1966), MATTE (1968) y CAPDEVILA (1969) citan la existencia de una amplia faja de materiales precámbricos en el sector comprendido entre Foz y Burela. Por el contrario, NISSEN (1959) y MARTÍNEZ-ALVAREZ et al. (in litt.) atribuyen todos los materiales existentes en este sector al Cámbrico y Cámbrico inferior respectivamente.

Como veremos en el apartado siguiente, la mayor parte de los materiales que constituyen el sector Foz-Burela (Fig. 2) presentan unas características litoestratigráficas que permiten definirlos como pertenecientes a la Formación Cándana. Únicamente, en la zona de la playa de Areoura aparecen, por debajo de materiales con características propias de la parte inferior de la Formación Cándana, unos materiales netamente diferentes que consisten en esquistos cuarcíticos oscuros con algunas intercalaciones de cuarcitas. Asimismo, intercalado en estos esquistos existe un nivel de neises con abundantes porfiroblastos de feldespatos cuya potencia es de unos 20 m. Se trata de una neis glandular compuesto esencialmente de cuarzo, microclina, plagioclasas y biotita, y cantidades menores de moscovita, clorita, epidota, apatito y circón. Su origen, dada la fuerte recristalización que muestran es problemático, aunque la existencia de una cierta estratificación junto con la presencia de circones redondeados parecen indicar una participación sedimentaria. En este sentido podrían ser comparables a los porfiroides presentes en afloramientos precámbricos de otras áreas (PÉREZ-ESTAUN y MARTÍNEZ 1978).

Las características de esta serie de esquistos y neises, así como el hecho de que no aparezcan en ningún otro punto dentro de la sucesión, podría inducir a considerarlos como materiales precámbricos, aunque dado que el afloramiento es reducido es preciso mantener algunas reservas a este respecto.

## 2.-FORMACIÓN CÁNDANA

Esta formación ocupa gran parte del corte estudiado, aflorando de forma casi continua desde Burela hasta la playa de Reinante (Figs. 2, 3 y 4). En este sector se pueden distinguir dentro de la Formación Cándana los cuatro miembros establecidos por WALTER (1966, 1968) para la región de Mondoñedo.

**C á n d a n a i n f e r i o r .**—En este miembro se pueden distinguir dos tramos. El tramo inferior tiene un espesor de 300 m y está constituido por capas de 1 a 20 cms de espesor de areniscas y cuarcitas claras, de grano generalmente muy grueso, alternando con esquistos. El tramo superior, de unos 250 a 300 m de espesor, está constituido por areniscas feldespáticas y cuarcitas de grano grueso en capas de 25 a 70 cms de espesor, frecuentemente con estratificación irregular, siendo abundantes las amalgamaciones y acuñamientos de capas; asimismo, son muy frecuentes la estratificación cruzada y la laminación paralela. Entre estos materiales se intercalan a veces areniscas arcillosas de grano muy grueso e incluso microconglomerados. Las intercalaciones de esquistos son poco frecuentes y sólo en la parte media del tramo adquieren cierta importancia.

**C á n d a n a m e d i o .**—Este miembro está constituido por esquistos gris-verdosos que en algunas zonas alternan con capas finas de areniscas (menos de 10 cms de espesor) rosadas o verdosas. Hacia la parte baja de este miembro aparecen algunos niveles de cuarcitas y algunas intercalaciones de calizas dolomíticas amarillentas muy recristalizadas. Es característico de este miembro la presencia de algunos niveles de pizarras negras ampelíticas de 15 a 20 m de

espesor. Finalmente, hay que citar también la frecuente presencia en este miembro de niveles delgados aislados (menores de 10 cms de espesor) de neises plagioclásicos con anfíboles que por su mineralogía deben representar antiguos niveles calcosilicatados. El espesor total de este miembro es difícil de precisar aunque no debe ser inferior a los 1.200 m.

**C á n d a n a s u p e r i o r .**—Se trata de un miembro constituido principalmente por cuarcitas y areniscas, intercalándose, no obstante, a veces algunos tramos más esquistosos. Las cuarcitas y areniscas son claras o verdosas, de grano generalmente grueso y se presentan normalmente en capas de espesor entre 20 y 50 cms. Los esquistos adquieren cierta importancia en la parte inferior del miembro; en el resto aparecen como pequeños tramos de esquistos verdosos pero siempre en proporción subordinada a la de cuarcitas y areniscas. Como estructuras sedimentarias, entre las más frecuentes en las areniscas hay que citar la laminación paralela y cruzada, ésta frecuentemente de tipo tabular. El espesor total del miembro es 300 m.

**C a p a s d e t r á n s i t o .**—Este miembro, de unos 400 m de espesor, está constituido por pizarras verdes y/o grises con niveles de areniscas intercalados. En la parte alta aparecen algunas capas de calizas grises, por encima de las cuales se han localizado algunas pistas fósiles entre las que se encuentran, según clasificación de A. MARCOS (Universidad de Oviedo):

*Phycodes pedum*

*Phycodes palmatum*

*Planolites* sp.

*Helminthopsis* ? sp.

De estas especies, *P. pedum* ha sido citado en el Cámbrico inferior de diversas partes del mundo (ver CRIMES et al. 1977, pp. 121-122). Una asociación del mismo tipo ha sido citada por CRIMES et al. (1977) en los niveles de tránsito entre la Cuarcita de Cándana y la Caliza de Vegadeo en la playa Gaviera, cerca de Cudillero (Asturias). Estos niveles deben corresponder pues a los niveles con fauna de Trilobites del Cámbrico inferior descritos por FARBER y JARITZ (1964) en la Concha de Artedo, cerca de Cudillero, y por WALTER (1966, 1968) en la región de Mondoñedo.

### 3.—CALIZA DE VEGADEO

Se trata de un nivel carbonatado de edad Cámbrico inferior-medio? cuyos afloramientos son, en general, deficientes en toda la rama N de la zona Astur-occidental-leonesa, encontrándose escasamente representada en el corte estudiado. Aparece cortada por fracturas al W de la playa de Penarronda (Fig. 4). Por su posición estratigráfica debe de encontrarse también en la playa de Reinante (Fig. 3) oculta bajo los depósitos recientes, como lo prueba el hecho de que en el borde W de esta playa aparezcan ya algunos niveles carbonatados que indican el tránsito desde la Formación Cándana. En los márgenes de las rías de Foz y del Eo aparecen también algunos afloramientos de la Formación Vegadeo. En líneas

generales, puede decirse que se trata de calizas y dolomías muy recristalizadas en las que la deformación y el metamorfismo han destruido casi totalmente la textura original.

#### 4.-SERIE DE LOS CABOS

Esta formación aflora en la mayor parte de la mitad oriental del corte, desde la playa de Reinante hasta el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo, en las inmediaciones de Salave (Figs. 3 y 4). En esta formación WALTER (1966, 1968) y MARCOS y PÉREZ-ESTAÚN (in litt.) han distinguido para esta región, de abajo a arriba, los siguientes miembros:

- Pizarras con trilobites.
- Capas de Bres.
- Capas de Taramundi.
- Capas inferiores del Eo.
- Capas superiores del Eo.

De estos miembros, solamente los tres primeros se encuentran representados en el corte, ya que no aparece en él la parte superior de la formación.

**Pizarras con trilobites.**.-Consiste en una alternancia de pizarras verdes y margas con algunos niveles de areniscas. Dentro de este nivel se han citado, en la zona Asturoccidental-leonesa, diversos yacimientos de trilobites que han permitido asignarle una edad Cámbrico medio. El espesor de este miembro es del orden de los 200 m.

**Capas de Bres.**.-Este miembro está formado por areniscas y cuarcitas entre las que se intercalan algunas siltitas y pizarras. Las areniscas y cuarcitas son claras, con tonos grises o verdosos, de grano fino y con espesores de capas que oscilan generalmente entre los 10 y 40 cms. Las capas de areniscas suelen presentar una geometría tabular siendo frecuentes la laminación paralela y la estratificación cruzada tabular de bajo ángulo. Las pizarras son oscuras, grises o verdes, y suelen estar limitadas a espesores muy pequeños, pudiendo aparecer localmente tramos algo mayores en los que alternan laminaciones pelíticas con otras arenosas y/o siltíticas.

Dentro de este miembro y al W de Rinlo se encuentra un sill de unos 20 m de potencia constituido por una roca de color verde afectada por la esquistosidad (Fig. 3). Esta roca se encuentra retromorfoseada en la facies de los esquistos verdes, aunque su textura relictica permite considerarla como una roca de tipo diabásico.

El espesor del miembro es difícil de precisar aunque parece ser superior a los 1.500 m.

**Capas de Taramundi.**.-De este miembro solo está representada en el corte su parte inferior constituida por pizarras grises con laminaciones arenosas o siltíticas y con algunas intercalaciones de areniscas, en capas con espesores normalmente menores de 10 cms.

## ESTRUCTURA GENERAL DEL CORTE

Dada la amplitud del corte, del orden de los 40 km, es conveniente dividirlo en varios sectores para realizar su descripción estructural. A este respecto, se han considerado tres sectores, que de W a E son:

- Sector de Burela-Foz.
- Sector de Foz-Ribadeo.
- Sector de Tapia de Casariego.

Los límites impuestos a estos sectores son en cierto modo arbitrarios, si bien se han elegido de forma que cada sector posee unas características estructurales propias que justifican su descripción por separado.

A continuación se analizará en primer lugar la estructura de cada uno de los sectores, para pasar después a realizar una interpretación general del corte.

### SECTOR DE BURELA-FOZ

Este sector abarca la parte del corte comprendida entre el contacto del granito de Vivero, en Burela, y la ría de Foz. Está constituido casi en su totalidad por materiales del Cámbrico inferior (Formación Cándana) a excepción del pequeño afloramiento de materiales posiblemente precámbricos situado en la zona de la playa de Areoura (Fig. 2).

La estructura de este sector se muestra en la Fig. 2. En ella destaca en primer lugar la existencia de dos grandes pliegues acostados y muy apretados (sinclinal de Nois y anticlinal de Foz). Como puede observarse claramente en el corte de la Fig. 2, el sinclinal de Nois presenta en la zona de la playa de Area Longa una disposición antiformal, mientras que el mismo pliegue más al W, en la zona de Burela, presenta ya una disposición normal, con la superficie axial inclinada hacia el NW. Igualmente, el anticlinal de Foz se encuentra basculado hacia el SE mostrando por ello una disposición sinformal. La posición actual de estos pliegues se debe a la superposición de un antiforme suave y de gran longitud de onda cuyo núcleo se sitúa en la playa de Areoura.

Acompañando el desarrollo de los pliegues acostados se origina un «slaty cleavage» o una «schistosity» ( $S_1$ )<sup>(1)</sup>, la cual se encuentra generalizada en todo el sector. Estos pliegues llevan a menudo asociados pliegues menores de varios

---

(<sup>1</sup>) En español se ha utilizado muy frecuentemente el término *equistosidad de flujo* para describir todo tipo de «fabrics» planares penetrativas definidas por la orientación preferente de los constituyentes minerales de las rocas deformadas. Este término, aparte de tener implicaciones genéticas no siempre justificadas, es impreciso puesto que incluye tipos de «fabrics» cuyo significado geológico puede ser muy diferente. Por ello, en este trabajo se utilizarán como sustitutivos los términos siguientes, tomados de la nomenclatura anglo-sajona:

- «*Slaty cleavage*». «Fabric» planar penetrativa que se encuentra generalmente en rocas deformadas y débilmente metamorfoseadas, de grano fino o muy fino (pizarras y filitas). Microscópicamente está definida por la orientación dimensional preferente de minerales planos, fundamentalmente filosilicatos.
- «*Schistosity*». «Fabric» planar definida por la orientación dimensional preferente de minerales planos y/o prismáticos. Se encuentra en rocas con mayor grado de metamorfismo que presentan un tamaño de grano más grueso (esquistos). En algunos casos se puede observar una transición completa entre «slaty cleavage» y «schistosity», pudiendo fijarse un límite

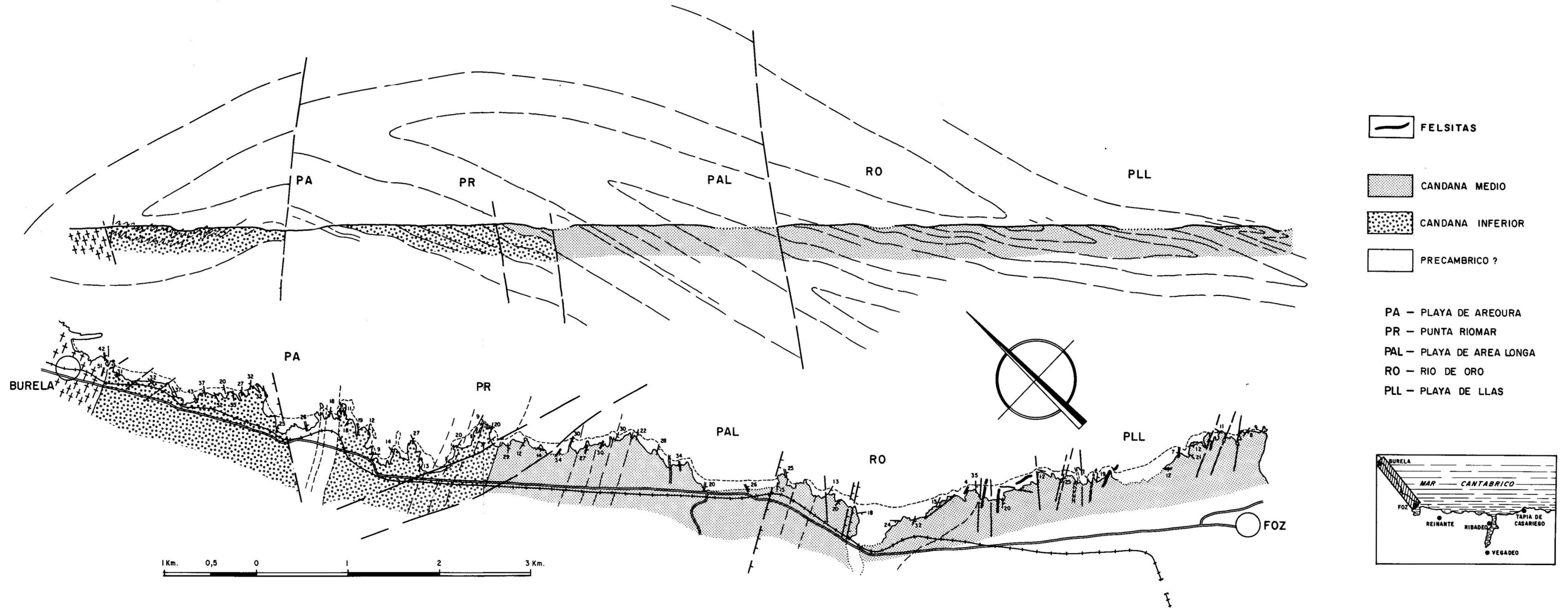
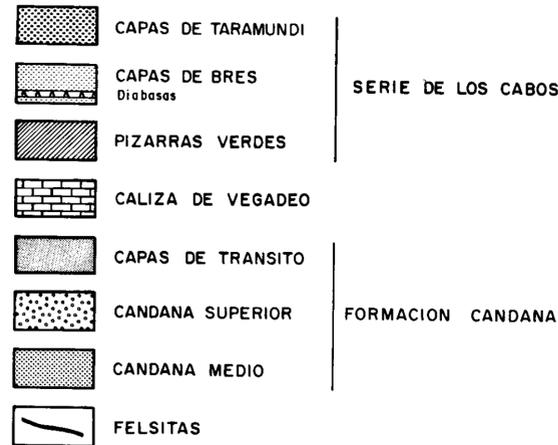


Fig. 2.—Esquema geológico y corte a lo largo del sector de costa comprendido entre Burela y Foz.



- RE. — RIA DEL EO
- FR. — FARO DE RIBADEO
- EG. — ENSENADA LA GABEIRA
- EL. — ENSENADA DE LIÑARES
- PR. — PUERTO DE RINLO
- PC. — PUNTA DE LA CORBERA
- LC. — LOS CASTROS
- PLR. — PLAYA DE REINANTE
- PB. — PLAYA DE BENQUERENCIA
- RF. — RIA DE FOZ

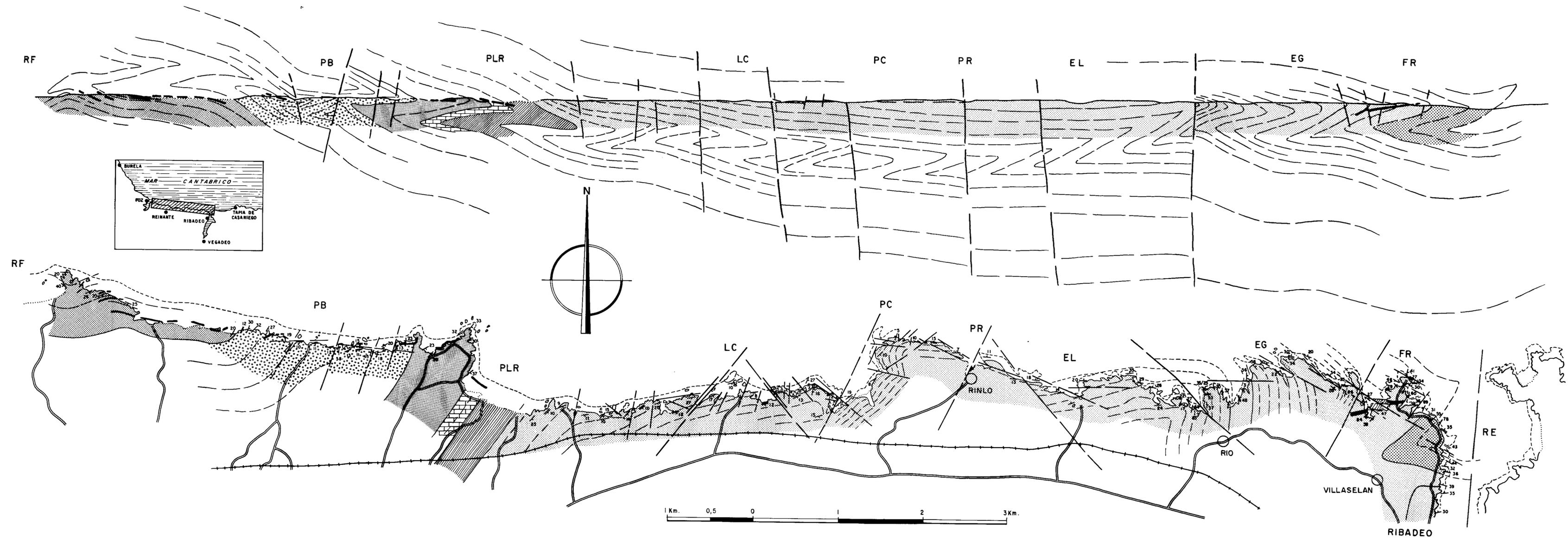


Fig. 3.—Esquema geológico y corte a lo largo del sector de la costa comprendido entre Foz y Ribadeo.

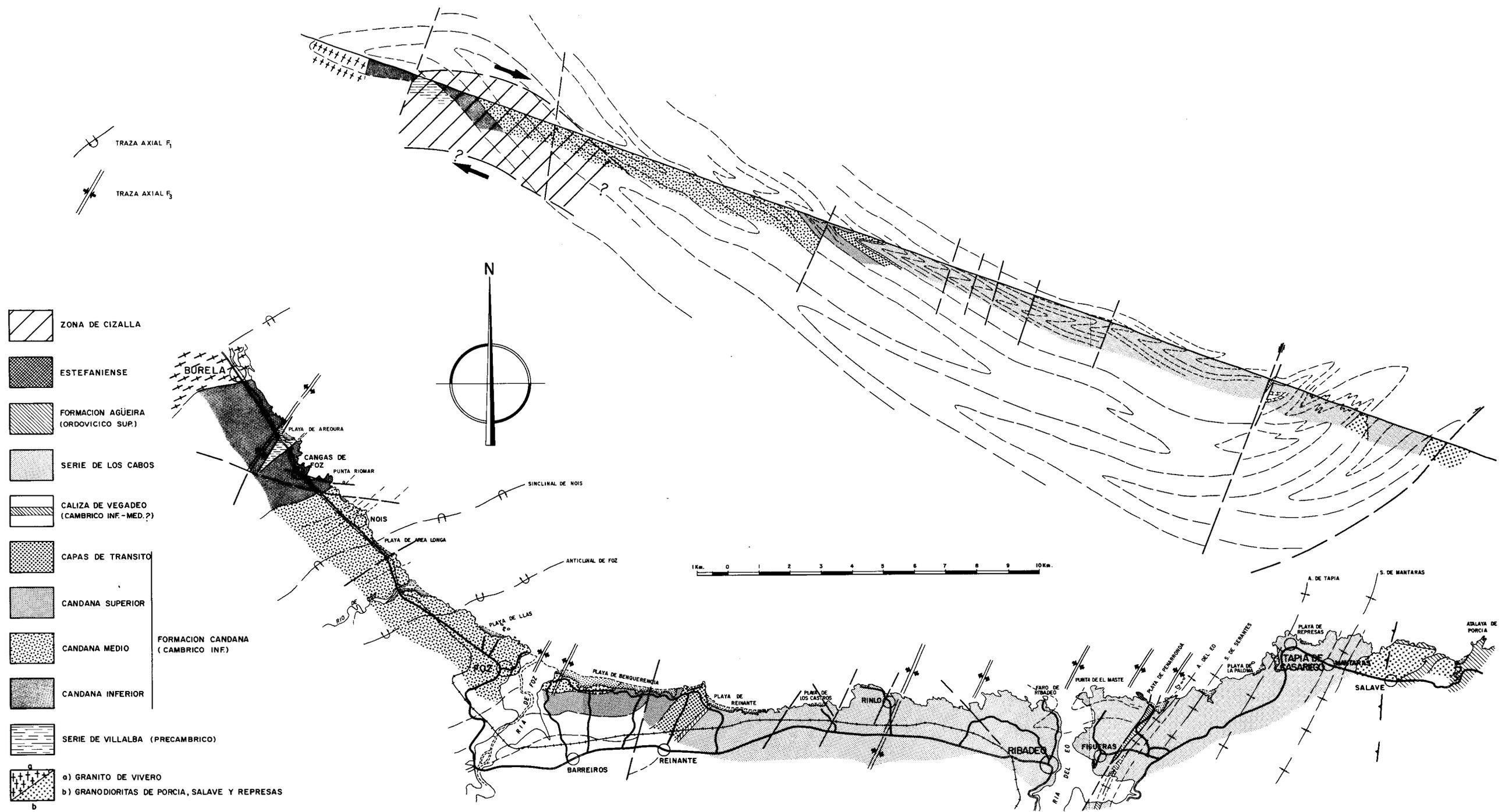


Fig. 4.—Esquema geológico y corte mostrando la estructura general del sector de la costa cantábrica entre Burela y Tapia de Casariego.

órdenes de dimensiones y que tienden a localizarse preferentemente en la zona de charnela de los pliegues mayores, como se puede observar en la zona de Nois y sobre todo en la zona de Burela (Fig. 2). Los pliegues acostados y sus estructuras asociadas son las primeras estructuras que se originan en este área y deben corresponder por tanto a la primera fase de la deformación herciniana ( $F_1$ ) ya descrita por otros autores para esta parte de la cadena herciniana ibérica (MATTE 1968; MARCOS 1973; MARTÍNEZ-CATALÁN et al. 1977; PÉREZ-ESTAUN 1978).

Deformando las estructuras originadas durante la  $F_1$ , aparecen una serie de estructuras menores (pliegues y esquistosidad) cuya presencia dentro del corte queda limitada al sector Burela-Foz. En efecto, entre la playa de Areoura y el río de Oro existen numerosos pliegues, generalmente muy apretados, con planos axiales subhorizontales o suavemente inclinados al SE y siempre vergentes al SE. Como se verá más adelante, se trata de pliegues muy asimétricos, con ejes curvos y cuyos flancos inversos raramente sobrepasan el metro de longitud, sin existir en ningún caso pliegues de mayor orden de dimensiones. Las evidencias de que estos pliegues deforman a las estructuras  $F_1$  son numerosas, por lo cual deben representar una segunda fase de deformación ( $F_2$ ). En primer lugar, es posible observar pliegues menores  $F_1$  replegados por estos segundos pliegues dando figuras de interferencia del tipo 3 de RAMSAY. En segundo lugar, la esquistosidad que acompaña a los pliegues  $F_2$  es siempre una esquistosidad de crenulación o una «schistosity» ( $S_2$ ) que se originan por deformación de la esquistosidad  $S_1$ . Finalmente, estos pliegues  $F_2$  muestran a veces una lineación mineral plegada originada en relación con una fase de deformación anterior. Como se discutirá más adelante, tanto las características de las estructuras  $F_2$  como su distribución espacial inducen a pensar que se trata de estructuras originadas en una zona de cizalla dúctil cuya disposición se muestran en el corte de la Fig. 4.

Las estructuras originadas durante la  $F_2$ , al igual que las  $F_1$ , se encuentran basculadas hacia el SE como resultado de la deformación producida por el antiforame de la Playa de Areoura, ya mencionado anteriormente, y que por consiguiente debe representar una tercera fase de deformación ( $F_3$ ). A escala menor, esta fase de deformación está representada por pliegues abiertos fuertemente asimétricos, con superficies axiales inclinadas generalmente al SE, acompañados frecuentemente por una esquistosidad de crenulación y con una distribución muy irregular, por todo el sector.

Con posterioridad a todas las estructuras descritas, se desarrolla una amplia gama de estructuras que aquí se engloban bajo la denominación de estructuras tardías. Frecuentemente se trata de estructuras menores tales como kink-bands, crenulaciones y diaclasas con una disposición general transversal a la dirección de las estructuras anteriores. A escala cartográfica, estas deformacio-

---

arbitrario entre ambos tipos donde el tamaño de grano es suficientemente grande como para poder distinguir a simple vista los filosilicatos o los constituyentes esenciales de la roca.

Finalmente, se utilizará *esquistosidad* como término general referente a cualquier tipo de «fabric» planar, con un significado análogo al del término inglés «cleavage», dada la gran difusión que tiene este vocablo en lengua castellana, sobre todo para la formación de términos compuestos (p. e. esquistosidad de crenulación, esquistosidad de fractura, etc.).

nes tardías se manifiestan por una serie de fallas, alguna de las cuales adquiere cierta importancia, como la falla de la playa de Areoura (Fig. 2).

#### SECTOR FOZ-RIBADEO

Este sector se extiende desde la ría de Foz hasta la Falla de Figueras, al W de Ribadeo (Fig. 3). La parte occidental, hasta la playa de Reinante, está constituida por materiales del Cámbrico inferior (parte media y superior de la Formación Cándana). El resto del sector está constituido por materiales de la parte inferior de la Serie de los Cabos. En la playa de Reinante, separando las dos formaciones mencionadas, debe situarse la Formación Vegadeo, si bien las condiciones de afloramiento no permiten su observación en este punto.

Desde el punto de vista estructural, este sector forma parte del flanco normal del anticlinal de Foz y está caracterizado por la existencia de un pliegue parásito del anterior de notables dimensiones (flanco inverso de longitud algo inferior al kilómetro). Este pliegue  $F_1$  se puede seguir desde la playa de Benquerencia hasta la ría del Eo, dibujando un amplio sinforme  $F_3$  que produce suaves inflexiones en sus superficies axiales, las cuales se mantienen siempre próximas a la horizontal (Fig. 3). Destaca también en este sector la existencia de una importante red de fracturas, algunas de las cuales producen saltos verticales de cierta importancia.

Los pliegues  $F_1$  son muy apretados, llevan asociado un «slaty cleavage», generalizado en los materiales pelíticos o siltíticos, y en relación con ellos se originan pliegues menores que se desarrollan preferentemente en las zonas de charnela de los pliegues mayores.

En relación con el gran sinforme  $F_3$  antes citado se forman una serie de flexiones suaves de menores dimensiones, siendo escasas las estructuras menores asociadas a esta fase, dado que la naturaleza de los materiales es poco favorable para su desarrollo.

Entre estas dos fases de deformación,  $F_1$  y  $F_3$ , no existe en este sector ninguna estructura que pueda ser asignada a la segunda fase de deformación.

Las estructuras tardías adquieren en este sector una cierta importancia incluyendo desde estructuras menores, a veces bastante penetrativas, tales como crenulaciones, kink bands y diaclasas transversales, hasta estructuras de mayores dimensiones, fundamentalmente fallas directas y pliegues suaves con ejes aproximadamente WNW-ESE.

#### SECTOR DE TAPIA DE CASARIEGO

Este sector constituye la parte más occidental de la unidad de Mondoñedo y está comprendido entre la playa de Penarronda y el granitoide de Salave, estando constituido casi en su totalidad por materiales de la parte inferior de la Serie de los Cabos. Su estructura se caracteriza por la existencia de una serie de grandes pliegues  $F_1$  que de W a E son: El anticlinal del Eo, el sinclinal de

Serantes, el anticlinal de Tapia y el sinclinal de Mántaras (Fig. 4). Estos pliegues vergen siempre hacia el SE, pero sus superficies axiales poseen una fuerte inclinación hacia el NW, a diferencia de los descritos en los sectores anteriores. Los pliegues menores formados en relación con estas grandes estructuras son numerosos y, como en los sectores anteriores, tienden a localizarse próximos a las zonas de charnela de los pliegues mayores, lo cual es especialmente espectacular en el anticlinal de Tapia. Como en los sectores anteriores, durante esta fase de deformación se desarrolla un «slaty cleavage» que constituye un rasgo muy destacado de la misma.

Las estructuras  $F_1$  se encuentran cortadas al W por un importante cabalgamiento que superpone los materiales cámbricos de la Serie de los Cabos sobre los del Ordovícico superior (Formación Agüeira). Este cabalgamiento, aunque no es visible en la costa a causa de la intrusión posterior de la granodiorita de Salave, ha sido descrito en las regiones del interior por MARCOS (1973) quien lo denominó cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo, atribuyéndolo a una segunda fase de deformación.

Las estructuras  $F_3$  no se manifiestan dentro de este sector, si bien todo él forma parte del flanco oriental del gran sinforme  $F_3$  ya mencionado en el sector anterior (Fig. 4). Esta fase es por tanto responsable de la verticalización sufrida por las estructuras  $F_1$  en este sector.

Las estructuras tardías son del mismo tipo que las citadas en sectores anteriores, si bien aquí dada la posición fuertemente inclinada de la anisotropía existen además localmente crenulaciones y kink-bands subhorizontales cuando la naturaleza de los materiales es favorable para su desarrollo.

## ESTRUCTURA GENERAL

Del análisis de la estructura de los sectores considerados en el corte se deduce la existencia de tres fases principales de deformación, además de las deformaciones tardías.

La estructura general del corte se muestra en la Fig. 4. En ella destaca en primer lugar la existencia de unos pliegues muy apretados originados durante la primera fase de deformación que están replegados por un antiforme y un sinforme suaves originados durante la tercera fase. Este replegamiento da lugar a que los pliegues  $F_1$  presenten una disposición variable a lo largo del corte. Así, el sinclinal de Nois se encuentra en la zona de Burela con la superficie axial buzando al NW, en la zona de Area Longa se encuentra basculado hacia el SE, es decir en posición antiformal, dibuja el gran sinforme  $F_3$  y se levanta verticalizándose en la zona de Mántaras, donde su superficie axial se inclina fuertemente al NW. Por tanto, el sinclinal de Nois y el Mántaras constituyen un mismo pliegue aflorando en ambos flancos del gran sinforme  $F_3$ . Lo mismo sucede con el anticlinal de Foz y el de Tapia que representan igualmente una sola estructura anticlinal. Se trata, por tanto, de pliegues de grandes dimensiones, con flancos inversos de longitud del orden de los 15 km. Los pliegues acostados del sector

Foz-Ribadeo, así como el anticlinal del Eo y el sinclinal de Serantes, representarían pliegues parásitos de considerables dimensiones localizados sobre el flanco normal del anticlinal de Foz-Tapia (Fig. 4).

Las estructuras de la segunda fase de deformación, a diferencia con lo que sucedía con la  $F_1$ , no muestran una distribución uniforme por todo el corte. Como ya se ha mencionado anteriormente aparecen estructuras de esta fase en la zona comprendida entre la playa de Areoura y el río de Oro y en el límite oriental de la unidad. Las características de estas estructuras difieren de una zona a otra. Así, mientras en la zona de playa de Areoura - río de Oro se originan estructuras tales como pliegues y esquistosidad que reflejan una fuerte deformación dúctil y heterogénea, en el límite E de la unidad se trata de un cabalgamiento cuyas características y estructuras asociadas apuntan hacia unas condiciones de formación en la transición frágil-dúctil (MARCOS 1973; BASTIDA et al. in litt.). Como se verá más adelante, se trata en ambos casos de zonas de cizalla, bajo distintas condiciones del medio deformacional, por lo cual se han interpretado como originadas durante la misma fase de deformación  $F_2$ .

Durante la tercera fase de deformación se originan pliegues de gran longitud de onda y de superficies axiales subverticales o fuertemente inclinadas al SE. Su superposición sobre los pliegues  $F_1$  da lugar a un modelo de interferencia del tipo 3 de Ramsay. Un modelo de este tipo, con las características que se muestran en el corte de la Fig. 4, indicaría, por un lado, que las direcciones axiales de los pliegues  $F_1$  y  $F_3$  forman un ángulo bajo y por otro, que los pliegues  $F_1$  poseían originalmente superficies axiales suavemente inclinadas hacia el NW.

Por último, la estructura resultante de las tres fases de deformación descritas solamente se ve modificada a la escala del corte por la existencia de algunas flexiones transversales suaves y de una serie de fallas, generalmente de movimiento subvertical, originadas durante los episodios tardíos de la deformación.

## LA PRIMERA FASE DE DEFORMACION

Como ya se ha mencionado al describir la estructura general del corte, las primeras estructuras que se producen son, a escala cartográfica, pliegues tumbados, muy apretados, de grandes dimensiones y que llevan asociado un «slaty cleavage» o una «schistosity».

A escala de afloramiento existen también numerosas manifestaciones de esta primera fase de deformación que consisten en pliegues menores con otras estructuras asociadas. En este capítulo se estudiarán estas estructuras menores comenzando por un análisis de los pliegues, para pasar después a considerar otras estructuras tales como la esquistosidad  $S_1$ .

### PLIEGUES MENORES

Los pliegues menores  $F_1$  se sitúan preferentemente en zonas litológica y estructuralmente favorables. Así, desde el punto de vista litológico, se desarrollan

sobre todo en «multilayers» de rocas competentes e incompetentes con claro predominio de las primeras. Desde el punto de vista estructural, se desarrollan principalmente en zonas de charnela de pliegues mayores, que es donde aparecen largos trenes de ondas; en los flancos de los pliegues mayores, los menores suelen presentarse aisladamente.

En el corte se han analizado con cierto detalle tres secciones que destacan por el grado de desarrollo que en ellas adquieren las estructuras de 1.<sup>a</sup> fase. Estas secciones permiten definir las características de los pliegues menores  $F_1$  del corte y de E a W, son:

- Sección de Tapia de Casariego.
- Sección de la playa de Benquerencia.
- Sección de Burela.

Sin embargo existen algunas zonas, tal como la sección de Río, que por sus peculiaridades litológicas presentan pliegues con características diferentes. Esta sección será también considerada más adelante.

**Sección de Tapia de Casariego.**—Los pliegues existentes en esta sección se desarrollan en la parte inferior de la Serie de los Cabos y principalmente en las capas de Bres (Fig. 4). Estos pliegues poseen diversos órdenes de tamaño. En efecto, a los ya descritos de amplitud kilométrica se asocian otros cuyos flancos adquieren longitudes de varios centenares de metros y que constituyen un segundo orden de tamaño. A su vez, a estos se asocian pliegues menores de tercer orden, cuyas longitudes de flancos más frecuentes oscilan entre 4 y 12 m. Aún aparecen a menudo pliegues de órdenes más altos y que son parásitos de los anteriores. Los pliegues de tercer orden son los más apropiados para una observación directa y en lo que sigue nos referiremos principalmente a ellos. Dado que se presentan en zonas de charnela de pliegues mayores se trata de pliegues de baja asimetría, con planos axiales fuertemente inclinados (de 55 a 85°), vergentes al SE (Fig. 5 a) y con ejes subhorizontales o débilmente inclinados hacia el NE o SW (Fig. 6 a). El ángulo entre flancos más frecuente oscila entre los 40 y 50° (Fig. 7 a).

La forma de las superficies plegadas ha sido estimada utilizando la clasificación de HUDLESTON (1973 a), estando representados los resultados en la Fig. 8. De la observación de esta figura se deduce que existen dos tipos de formas que predominan netamente: las formas D (pliegues de perfil parabólico) y las formas F (formas «chevron»). Las amplitudes más frecuentes son las comprendidas entre 2,5 y 3,5.

Para determinar la forma de las capas plegadas en los pliegues de perfil redondeado se ha utilizado la clasificación de RAMSAY (1967). De la observación de las curvas  $t'_\alpha$  ( $\alpha$ ) y de la observación de las isógonas de buzamiento (dibujadas a intervalos de 10°) representadas en la Fig. 9 se deduce que los pliegues analizados se sitúan próximos a la clase 2, pudiéndose considerar en sentido amplio como pliegues similares.

En consecuencia, se observan dos tipos principales de pliegues: unos de perfil curvado y que se aproximan bastante al modelo de pliegue similar (Lám. IB

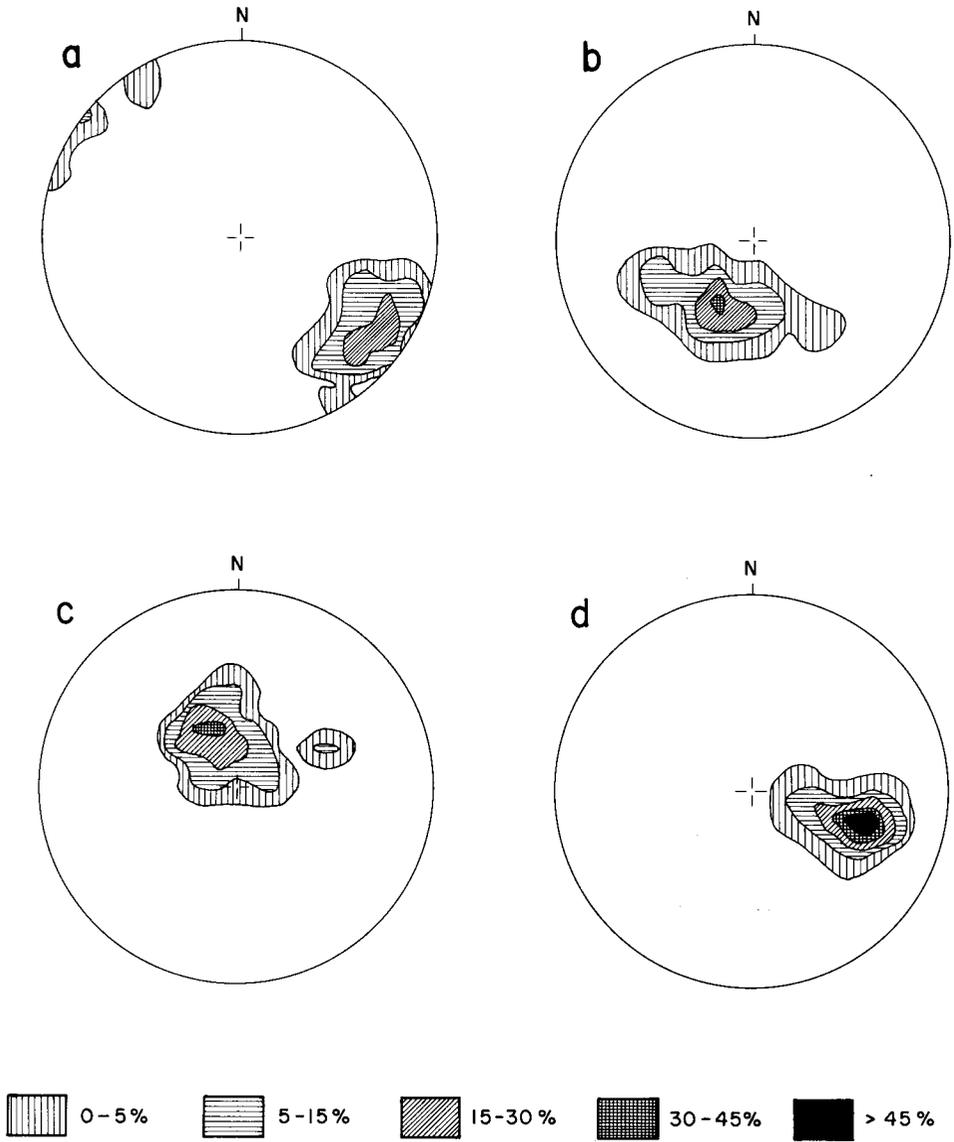


Fig. 5.-Proyecciones estereográficas de los polos de los planos axiales de pliegues menores de la primera fase de deformación. a) Sección de Tapia, 32 puntos. b) Sección de Río, 22 puntos. c) Sección de la playa de Benquerencia, 19 puntos. d) Sección de Burela, 29 puntos.

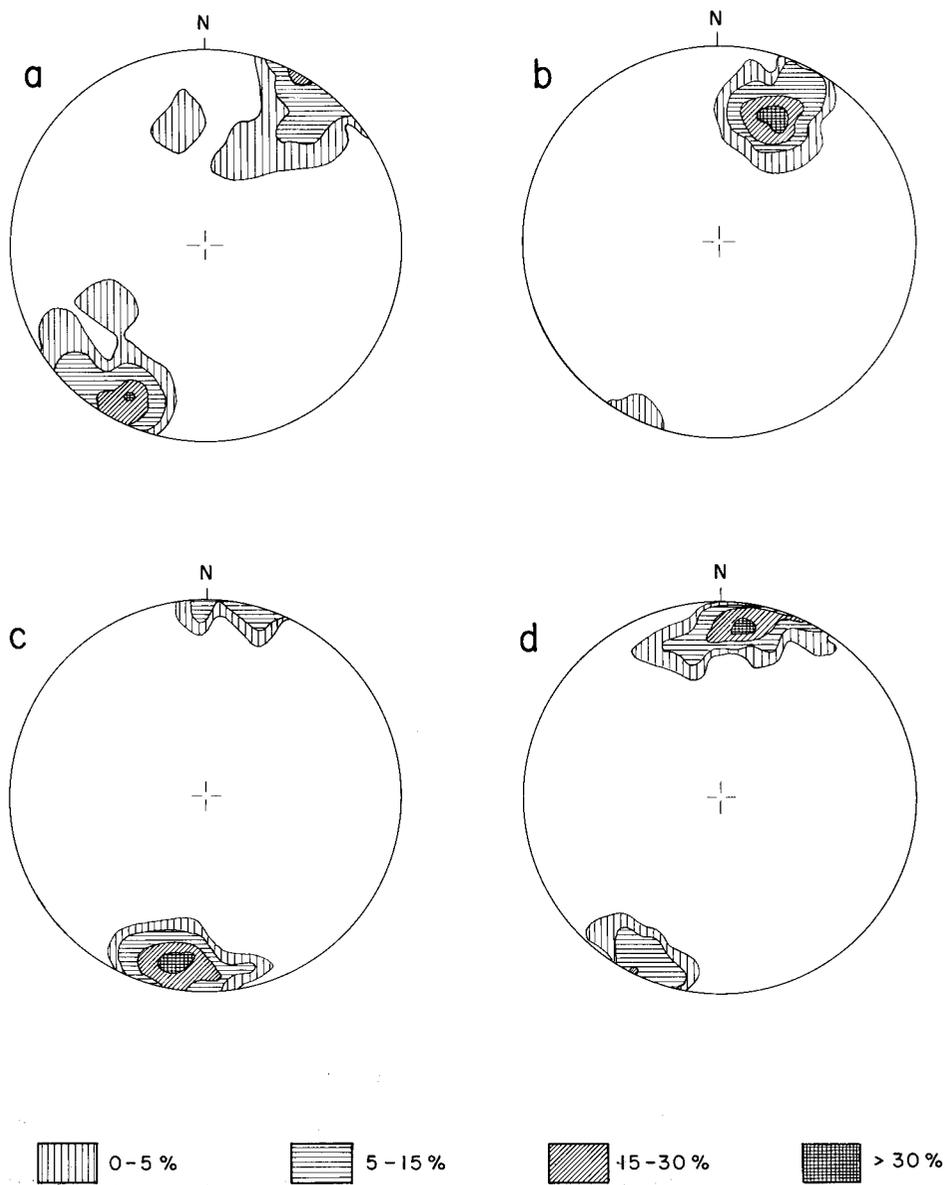


Fig. 6.-Proyecciones estereográficas de los ejes de pliegues menores de la primera fase de deformación. a) Sección de Tapia, 36 puntos. b) Sección de Río, 25 puntos. c) Sección de la playa de Benquerencia, 16 puntos. d) Sección de Burela, 33 puntos.

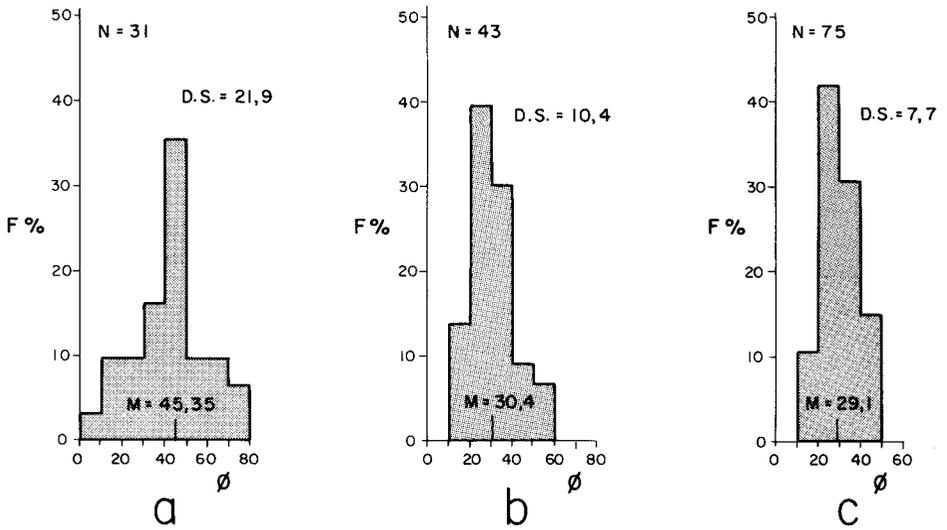


Fig. 7.—Histogramas que muestran la distribución de frecuencias (F) de los ángulos entre flancos ( $\phi$ ) de los pliegues de la primera fase de deformación. N es el número de medidas realizadas en cada histograma y M su media aritmética. a) Sección de Tapia. b) Sección de Río. c) Sección de Burela.

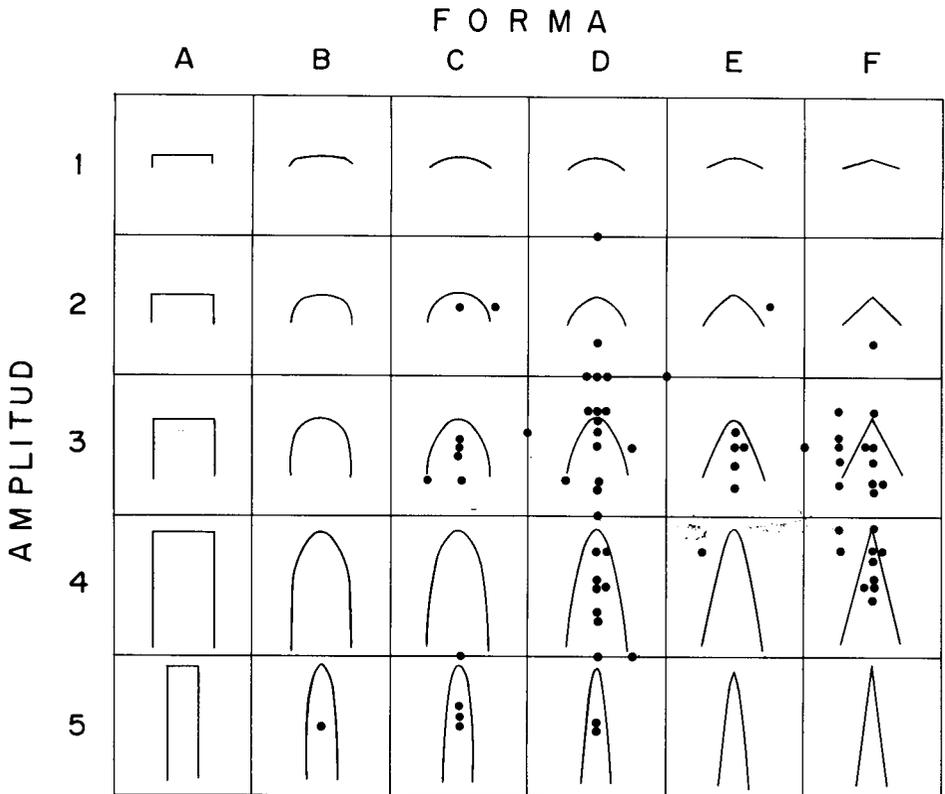


Fig. 8.—Clasificación de superficies plegadas de la primera fase de deformación en la sección de Tapia por el método de HUDLESTON.

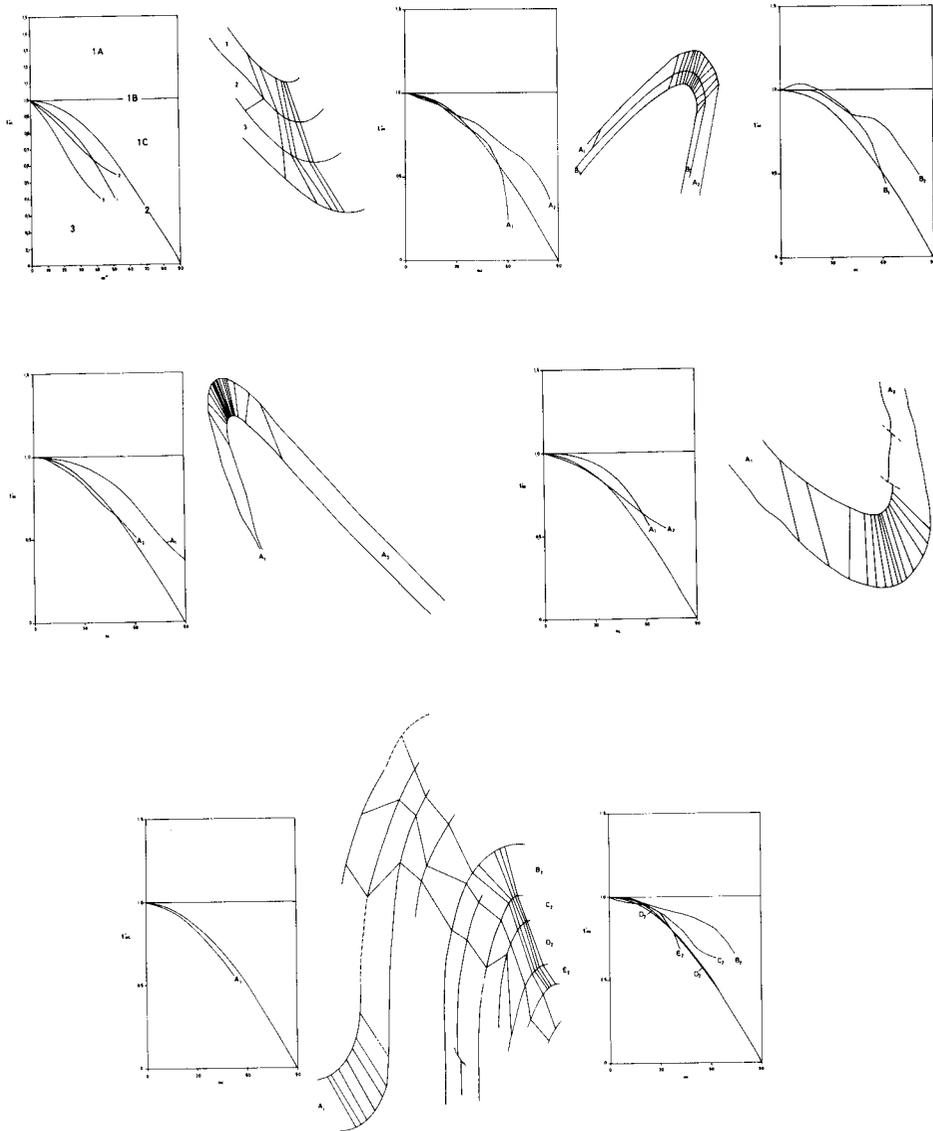


Fig. 9.—Clasificación, por el método de RAMSAY, de algunas capas plegadas correspondientes a la primera fase de deformación y representativas de la sección de Tapia. Todas las capas clasificadas son de areniscas o cuarcitas.

y C) y otros de tipo «chevron» (Lám. IA). Estos dos tipos de pliegues alternan en el corte y pueden incluso encontrarse representados ambos a lo largo de una misma traza axial (Lám. IC). Hay que decir que también existen algunos pliegues que aún conservan características del pliegue concéntrico.

En lo que se refiere a estructuras asociadas a estos pliegues, hay que destacar como más generalizada la esquistosidad, de la cual se hablará más adelante. En los contactos entre capas competentes e incompetentes aparecen fre-

cuentemente, tanto a escala macroscópica como microscópica, estructuras análogas a «mullion» y que, al menos a escala macroscópica, siguen la lineación de intersección entre la estratificación y la esquistosidad. Otras estructuras asociadas frecuentemente a estos pliegues son fibras de cuarzo sobre las superficies de estratificación en los flancos de los pliegues, espacios de dilatación en las charnela rellenos de material incompetente (Lám. IA), colapsos de charnela y fallas inversas de flanco (Lám. IC) (RAMSAY 1974).

**Sección de la playa de Benquerencia.**—Desde el punto de vista litológico, los pliegues estudiados en esta sección se sitúan en la parte superior de la Formación Cándana. En lo que se refiere a su situación estructural, toda la sección forma parte del flanco normal del anticlinal de Foz-Tapia (Fig. 4). Como se muestra en la Fig. 10 la estructura de esta sección consiste en una anticlinal y un sinclinal acostados y parásitos del pliegue mayor  $F_1$  antes citado, suavemente flexionados y fracturados por deformaciones posteriores. Asociados a este anticlinal y sinclinal, y localizados sobre todo en sus zonas de charnela, se desarrollan una serie de pliegues menores de 3.<sup>o</sup> y 4.<sup>o</sup> orden de tamaño que serán analizados a continuación.

Se trata de pliegues con planos axiales inclinados hacia el SSE (Fig. 5 c) y cuyos ejes se inclinan suavemente hacia el S (Fig. 6 c). En ángulo entre flancos oscila generalmente entre los 10° y los 40°.

La forma de las superficies plegadas se muestran en el diagrama de HUDLESTON de la Fig. 11. Aunque los datos de que se dispone no son muchos se observa que existen dos grupos de formas. Por un lado, formas de tipo «chevron» con amplitudes de 4 a 5 y por otro, formas de los tipos C y D y con amplitudes del orden de 4. Esta distribución de formas de superficies plegadas puede explicarse si se tiene en cuenta que la mayor parte de las capas plegadas presentes en el corte se ajustan bastante bien a los modelos geométricos propuestos para los pliegues tipo «chevron» (Lám. II A y B) (RAMSAY 1967, 1974). De acuerdo con estos modelos, a las superficies externas de las capas plegadas les corresponderían formas de los tipos C y D, mientras que a las superficies internas les corresponderían formas F.

Además de la esquistosidad, las estructuras asociadas más frecuentes en estos pliegues son las que acompañan generalmente al desarrollo de los pliegues «chevron». En este sentido, son frecuentes los espacios de dilatación en las charnelas rellenos de material incompetente (Lám. II A y C), colapsos de charnela (Lám. II C) y fallas de flanco.

**Sección de Burela.**—Se trata de un largo tren de pliegues desarrollado al E de Burela y en el miembro inferior de la formación Cándana (Fig. 2). Para dar una idea de su tamaño diremos que sus longitudes de flancos oscilan en la gran mayoría de los casos entre 3 y 12 m; igual que en la sección de Tapia de Casariego, son pliegues de tercer orden de tamaño. Están formados esencialmente en el transcurso de la primera fase de deformación, si bien poseen una larga historia, habiendo sido modificados por deformaciones posteriores.

Las superficies axiales buzan de 30 a 60° (Fig. 5 d), la vergencia es ESE y

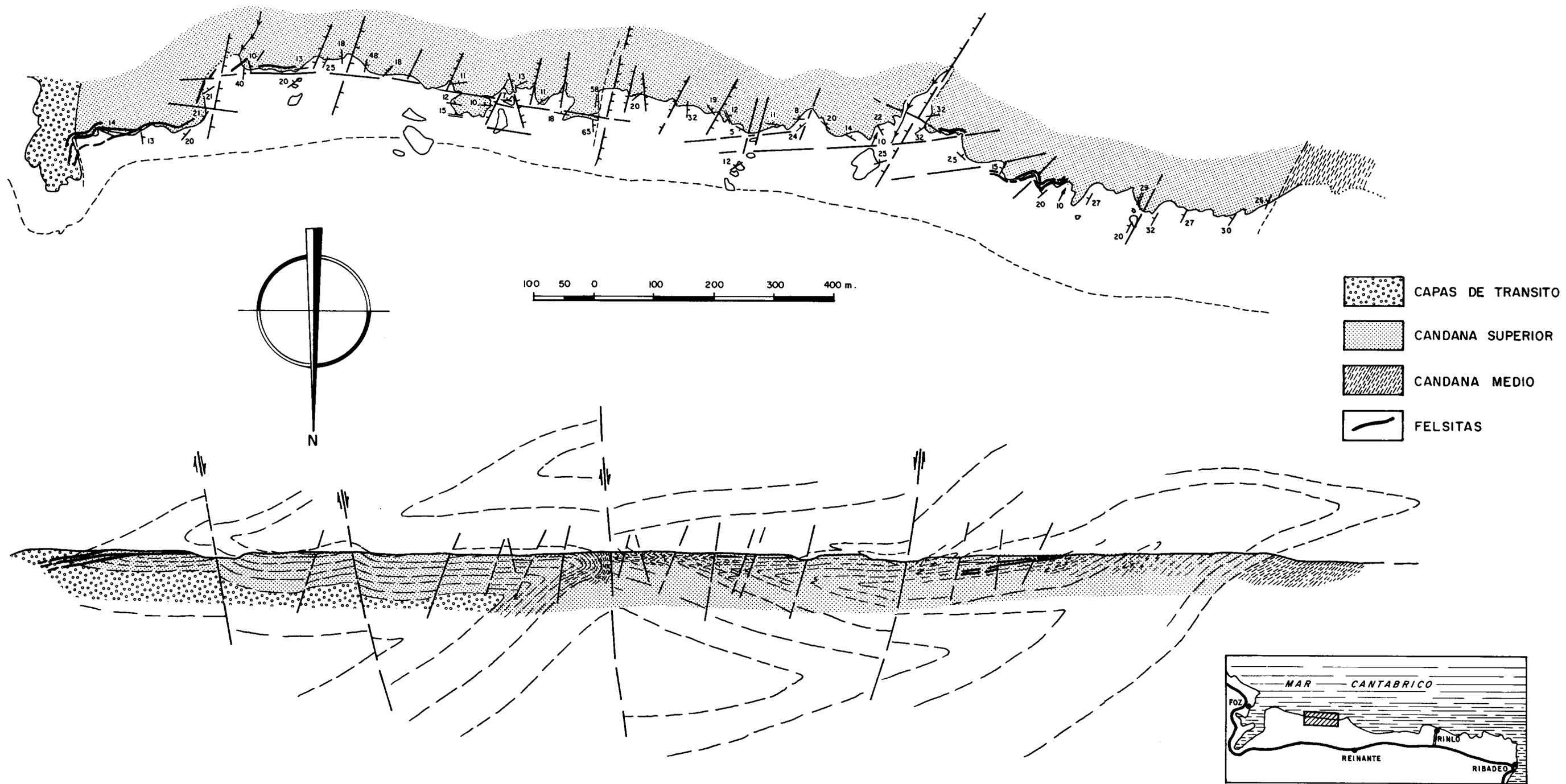


Fig. 10.—Corte de detalle realizado a lo largo de la costa correspondiente a la sección de Benquerencia.

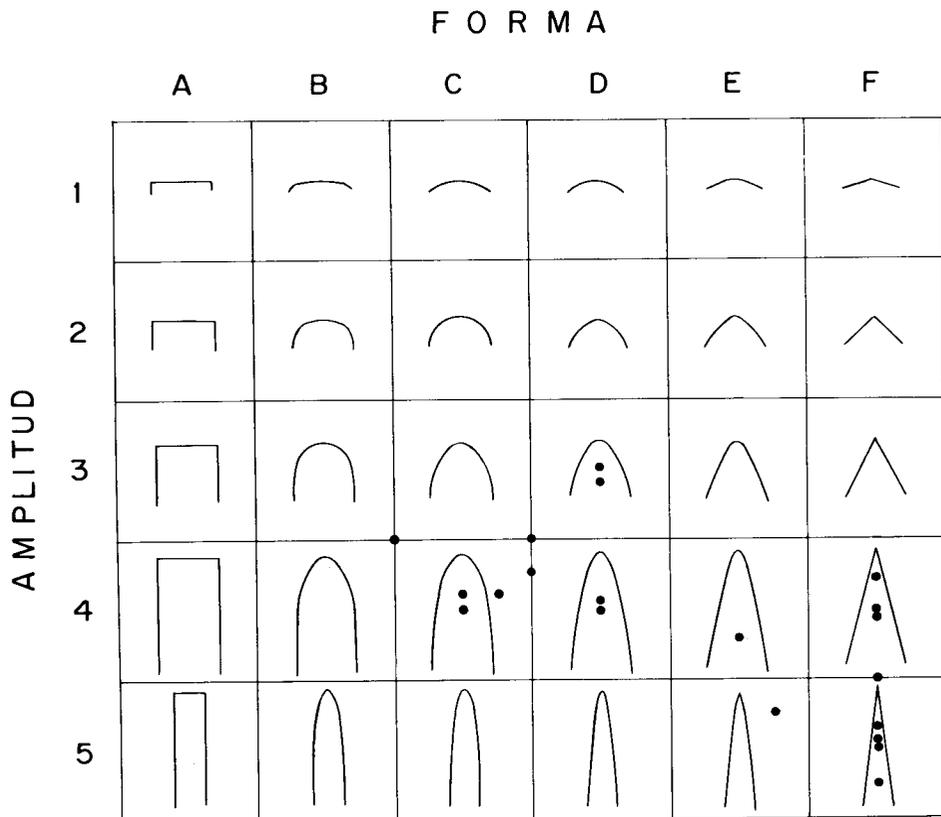


Fig. 11.-Clasificación de superficies plegadas de la primera fase de deformación en la sección de la playa de Benquerencia por el método de HUDLESTON.

sus ejes se encuentran suavemente inclinados (siempre menos de  $25^\circ$ ) hacia el NNE o SSW (Fig. 6 d). Los ángulos entre flancos más frecuentes oscilan entre  $20$  y  $30^\circ$  (Fig. 7 c).

Las importantes irregularidades existentes en la forma de las capas plegadas dificultan la clasificación de HUDLESTON (1973 a) y, sobre todo, la de RAMSAY (1967). No obstante, estos métodos se han utilizado en un conjunto representativo de los pliegues de este sector. Los resultados de la clasificación de HUDLESTON se muestran en la Fig. 12 en la que se observa que las formas más abundantes son la D (parabólicas), siguiendo en orden de frecuencia decreciente las formas C, F y E; las amplitudes más frecuentes son las comprendidas entre 3,5 y 4,5. La clasificación por el método de RAMSAY de algunos pliegues de la sección de Burela se muestra en la Fig. 13; en ella se observa que la mayor parte de las capas clasificadas se encuentran dentro de la clase 1 C y/o 3, pero muy próximas a la clase 2 (pliegue similar).

De las clasificaciones anteriores y de las observaciones de campo realizadas se deduce que existen por un lado pliegues similares y por otro, pliegues subangulosos (próximos al tipo «chevron») (Lám. III), siendo muy frecuentes los

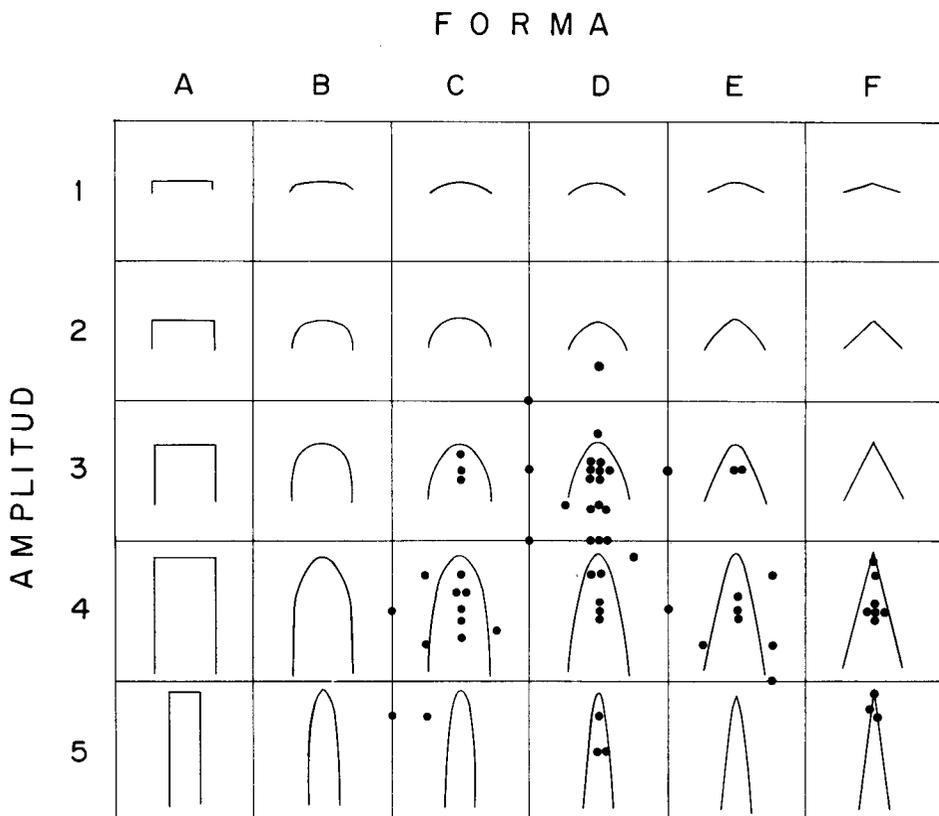


Fig. 12.-Clasificación de superficies plegadas de la primera fase de deformación en la sección de Burela por el método de HUDLESTON.

pliegues compuestos por ambos tipos de formas (Lám. IV A). Realmente, dado el grado de evolución avanzada de estos pliegues, existe una convergencia de formas grande, por lo que la diferenciación entre pliegues similares y de tipo «chevron» resulta a veces difícil de realizar. Más raramente aparecen algunos pliegues con características del pliegue concéntrico (Lám. IV B).

En lo que se refiere a estructuras asociadas a estos pliegues, y pasando por alto la esquistosidad que será tratada más adelante, diremos que las más aparentes son los «boudins» (Láms. III y IV), cuyos ejes son subparalelos a los de los pliegues. La forma del perfil de estos «boudins» es muy variable, pudiendo encontrarse perfiles lenticulares, con forma de barril y estructuras «pinch-and-swell». Así mismo, existen abundantes fracturas de tracción que son subperpendiculares al plano axial y paralelas al eje del pliegue correspondiente (Lám. III); su formación parece relacionada con el «boudinage». Otras estructuras asociadas son los pliegues parásitos, a veces con morfología tipo «pinch» (Láms. III A y VI A), y estructuras de acomodación tales como espacios de dilatación en la zona de charnela (Láms. IV A, VI B y C), habitualmente ocupados por material incompetente, y colapsos de charnela.

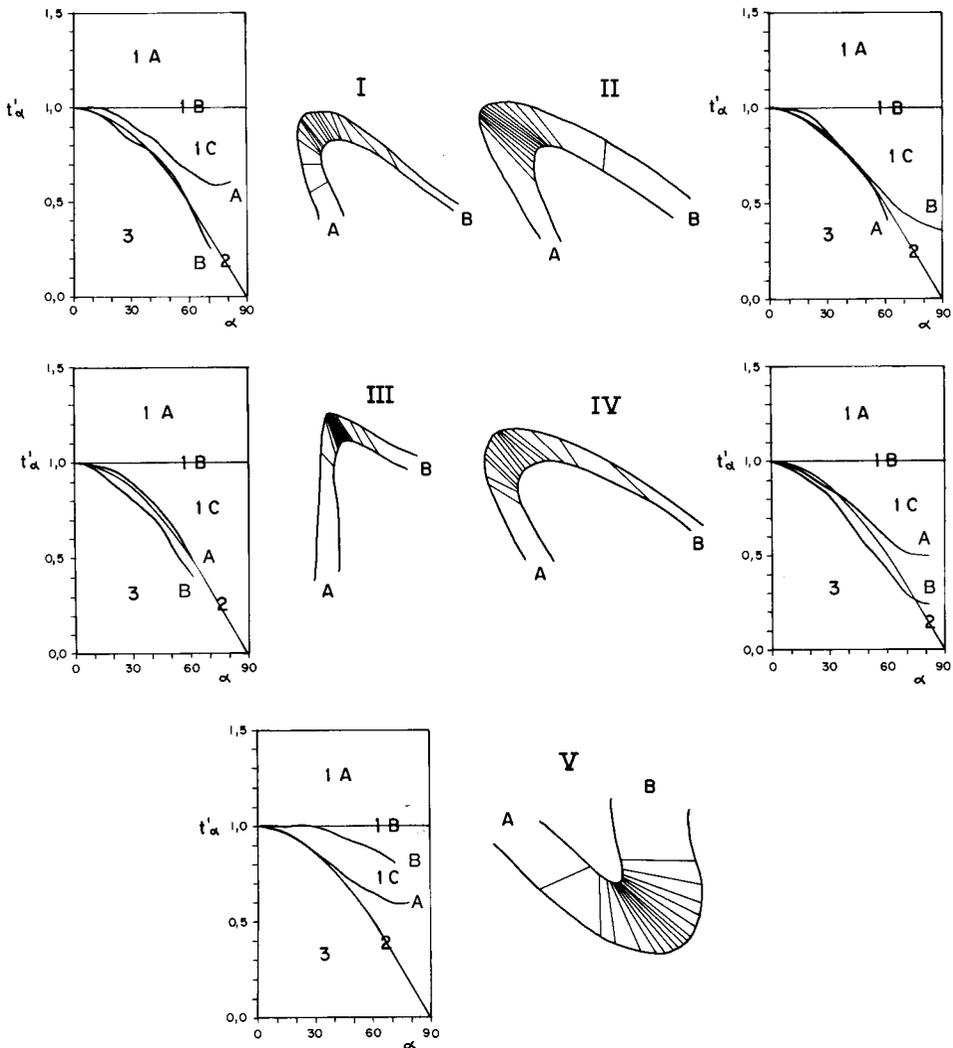


Fig. 13.-Clasificación, por el método de RAMSAY, de algunas capas plegadas correspondientes a la primera fase de deformación y representativas de la sección de Burela. Todas las capas clasificadas son de cuarcitas.

**Sección de Río.**—Esta sección se encuentra situada dentro de la serie de los Cabos, al N de la localidad de Río (Fig. 3). La litología de esta sección está constituida por una alternancia de pelitas con laminaciones de siltitas y alguna capa fina de areniscas. Desde el punto de vista estructural los pliegues se localizan en la zona de charnela de un anticlinal  $F_1$  de segundo orden de tamaño (Fig. 3) (Lám. VII A). Sus planos axiales y sus ejes se inclinan hacia el NNE (Figs. 5 b y 6 b). Son pliegues con longitudes de flancos siempre menores de 1 m y, por tanto, con un tamaño mucho menor que el que presentan los pliegues del mismo orden en otras litologías (Lám. VII B).

El ángulo entre flancos se muestra en el histograma de la Fig. 7 b, en el cual se observa claramente un máximo entre los 20 y 30°. No obstante, hay que destacar que este ángulo varía de unas capas a otras en un mismo pliegue, siendo menor en las capas más competentes.

La forma de las superficies plegadas varía también en un mismo pliegue de unas capas a otras, tendiéndose a formas angulosas en las capas más competentes (areniscas), mientras que se hacen redondeadas en las menos competentes (pelitas y siltitas) (Lám. VII B).

Un rasgo muy destacado de estos pliegues es la existencia de una esquistosidad de disolución por presión muy marcada y dispuesta paralelamente a su superficie axial.

En resumen, se trata de pliegues desarrollados en un «multilayer» con claro predominio del material incompetente, al contrario de lo que sucedía en el resto de las secciones donde predominaban los materiales competentes. Este hecho impone la peculiaridad a la sección que se manifiesta tanto por el tamaño de los pliegues, muy inferior al de los pliegues del mismo orden en otras secciones, como por su geometría, con coexistencia de formas apretadas, frecuentemente angulosas, en las capas competentes y formas redondeadas, mucho más abiertas, en las capas incompetentes. Este tipo de pliegues pueden encontrarse en otras localidades dentro de la Serie de los Cabos donde aparecen litologías similares a la de esta sección.

**M e c a n i s m o s d e P l e g a m i e n t o .**—Como se ha visto en el análisis geométrico realizado anteriormente, dentro de los pliegues menores  $F_1$  predominan claramente las geometrías tipo «chevron» y tipo similar, aunque también es posible observar pliegues con geometría próxima al tipo concéntrico. En general, los pliegues se muestran en un estadio evolutivo muy avanzado, como se puede deducir de la observación de su geometría (forma de las capas, ángulo entre flancos, amplitud, etc.) y de las estructuras que llevan asociadas. Este estado avanzado de evolución es el resultado de una historia larga y compleja y que es por ello muy difícil de reconstruir en su totalidad, particularmente en lo que se refiere a la iniciación y primeros estadios de su desarrollo. Sin embargo, a pesar de que sólo podemos observar el resultado final del proceso de deformación, existen en la roca evidencias que permiten obtener algunas conclusiones acerca de los mecanismos que actuaron a lo largo de este proceso.

En este apartado, se tratará de deducir, en primer lugar, la evolución del plegamiento y los mecanismos que actuaron durante su desarrollo y, en segundo lugar, se intentará explicar cuáles fueron los factores que condicionaron la aparición de uno u otro tipo de los pliegues presentes en el corte. Este análisis se llevará a cabo contrastando los datos teóricos y experimentales que actualmente se poseen acerca del proceso de plegamiento, con las evidencias de campo.

En lo que se refiere a la iniciación del plegamiento, hay que destacar que los pliegues analizados se desarrollan según trenes de ondas bastante regulares y con una longitud de onda característica. Este hecho indica que el plegamiento se inició por un proceso de «buckling», es decir, originado por fuerzas actuando en

una dirección longitudinal o casi longitudinal a las capas. Este proceso es el que se admite generalmente para la iniciación de la mayor parte de los pliegues originados en condiciones naturales (BIOT 1961; CURRIE et al. 1962; SHERWIN y CHAPPLE 1968; JOHNSON 1970, 1977; HUDLESTON 1973 b). De acuerdo con este proceso, los pliegues se iniciarían en irregularidades de las capas y se propagarían lateralmente (BIOT et al. 1961; JOHNSON 1970; COBBOLD 1975). El resultado serían pliegues con geometría próxima al tipo 1 B (pliegues paralelos). Los mecanismos de deformación que se han descrito para estos primeros estadios son de dos tipos y actúan en general conjuntamente; estos mecanismos son la deformación longitudinal tangencial y el «flexural-slip» (RAMSAY 1967). Por otro lado, antes o durante el «buckling» puede tener lugar un acortamiento homogéneo de las capas (RAMBERG 1964). La evolución posterior del plegamiento tiende a borrar las evidencias de estos mecanismos. En el caso concreto que nos ocupa, sólo se conservan, en algunos pliegues de la parte E del corte, fibras de cuarzo crecidas sobre sus flancos, que forman un ángulo alto con el eje del pliegue y que probarían la existencia de un mecanismo «flexural-slip», sin que esto signifique que los otros mecanismos no hayan tenido una participación activa en el proceso de plegamiento.

A medida que la deformación aumenta se hace cada vez más difícil que los pliegues originados por «buckling» mantengan su geometría del tipo paralelo; por esta razón, en un momento dado de su evolución los problemas de compatibilidad de la deformación conducen a la aparición de nuevos mecanismos que se reflejan por un cambio en la geometría de los pliegues. A partir de este momento, en el presente corte se pueden distinguir dos vías de evolución que conducen a los dos tipos de pliegues más abundantes, es decir, a los pliegues tipo «chevron» y a los pliegues similares, que, como se ha visto anteriormente, pueden llegar incluso a coexistir a lo largo de una misma superficie axial.

La formación de pliegues tipo «chevron» puede ser debida fundamentalmente a las siguientes causas:

a) A un comportamiento reológico no lineal de las capas que se pliegan, el cual conduce a un debilitamiento y cesión de la zona de charnela con el consiguiente aumento de la velocidad de deformación en ella. El resultado es la rectificación de los flancos y el agudizamiento del pliegue (BIOT 1961; CHAPPLE 1969; JOHNSON 1970, 1977).

b) A la actuación de fuerzas externas impuestas a algunas de las capas plegadas por el material que las circunda (JOHNSON 1970, 1977).

c) A una disminución local del espesor de la capa que se pliega, lo cual conduce a un notable aumento de la curvatura en esta zona (JOHNSON 1970).

En el presente corte las causas a) y b) o una combinación de ambas parecen ser las de aplicación más general. En este sentido, se formarán pliegues tipo «chevron» en aquellos puntos donde la deformación o la velocidad de la deformación alcance un valor suficientemente alto. Particularmente, los núcleos de los pliegues concéntricos parecen ser zonas privilegiadas para la formación de este tipo de pliegues, lo cual está de acuerdo con la teoría descrita por JOHNSON y

HONEA (1975). Según RAMSAY (1974) estos pliegues se formarían por un mecanismo de «flexural-slip» y los problemas de compatibilidad de deformación que surgirán como consecuencia de las características del «multilayer», tales como distintos espesores de capas, relación de espesores de material competente e incompetente, etc., darán lugar a la aparición de una serie de estructuras de acomodación, algunas de las cuales han sido descritas anteriormente (Láms. I A y C, II A y C).

La otra vía de evolución de los pliegues de tipo paralelo es la que conduce a la formación de pliegues aproximadamente similares. Estos pliegues se formarían por un proceso de aplastamiento aproximadamente homogéneo, que podría haber actuado simultáneamente con el proceso de «buckling» (HUDLESTON 1973 a) y/o con posterioridad a él (RAMSAY 1962, 1967).

Por otra parte, los pliegues «chevron» presentes en el corte muestran por lo general ángulos entre flancos entre 30-50° para la sección de Tapia y menores de 30° para la sección de Burela. Según DE SITTER (1958, 1964) y RAMSAY (1967, 1974) para ángulos entre flancos menores de 60° la evolución de pliegues tipo «chevron» por un mecanismo de «flexural-slip» es difícil. Por ello, para explicar ángulos entre flancos más bajos hay que admitir la existencia de otros mecanismos. Generalmente se admite que a partir del citado ángulo entre flancos los acortamientos sucesivos tienen lugar por aplastamiento de la estructura previamente formada, lo cual conduciría a un apretamiento de los pliegues, con engrosamiento de las capas en las charnelas, pero sin perderse la forma angulosa y los flancos rectos, como puede observarse en muchos ejemplos de las secciones descritas (Láms. I A, II A y III).

Si el proceso de aplastamiento continúa, llega un momento en el que la deformación se hace heterogénea en algunas capas, desarrollándose «boudins» paralelos a los ejes de los pliegues y diaclasas de tracción perpendiculares al plano axial y paralelas al eje del pliegue respectivo. La existencia de estas estructuras, al igual que la de la esquistosidad, prueba la gran magnitud del aplastamiento y la importancia que debió de tener éste en el proceso de plegamiento. Por otro lado, a medida que el aplastamiento progresa, a causa de la orientación de la elipse de la deformación en el plano de perfil del pliegue (RAMSAY 1967, Fig. 7-78), la charnela de los pliegues similares aumenta su curvatura a la vez que los flancos se rectifican. De esta forma, si el aplastamiento alcanza un valor grande, aparece un fenómeno de convergencia de formas entre los pliegues similares y los de tipo «chevron», de tal manera que, como se ha dicho, puede llegar a ser difícil distinguirlos, si bien su historia deformacional debe de ser diferente. Dentro del corte, las estructuras citadas, «boudins» y diaclasas, y la convergencia de formas descrita aparecen fundamentalmente en la sección de Burela, mientras que en las otras secciones, aunque el aplastamiento sufrido por los pliegues es importante, no se llegan a producir generalmente estas estructuras. Esto indicaría que los pliegues de Burela presentan un grado de evolución mayor que los de las otras secciones del corte, lo cual está de acuerdo con los resultados del análisis geométrico realizado. Este grado evolutivo dife-

rente coincide con un aumento de la deformación hacia el W, es decir, según se progresa hacia las zonas internas del orógeno, si bien el elevado grado de evolución de los pliegues de la sección de Burela debe de estar también favorecido por las características del «multilayer».

Los escasos pliegues existentes en el corte cuya morfología recuerda aún a la del pliegue concéntrico, corresponderían a pliegues que aparecen en un estadio evolutivo temprano dentro de la secuencia deformacional descrita. Este retraso evolutivo con relación a los restantes pliegues del corte se debe probablemente a factores litológicos, desarrollándose dichos pliegues en tramos netamente competentes.

Finalmente, se han descrito en el corte algunos casos particulares de pliegues desarrollados en «multilayers» en los que la proporción de materiales incompetentes es elevada. Destacaremos entre estos pliegues algunos que parecen apartarse de la historia evolutiva descrita. Se trata de pliegues de perfil redondeado, a veces relativamente abiertos y en los que las capas parecen estar rotas por las superficies de esquistosidad. En ellos, el acortamiento homogéneo de las capas plegadas parece haber sido muy importante en todos los estadios del plegamiento, de forma que ha enmascarado parcialmente el proceso de «buckling». No obstante, es claro que este proceso estuvo también presente en el plegamiento, ya que las capas arenosas con distintos espesores presentes en estos pliegues dan formas plegadas con longitudes de onda diferentes, hecho que es característico del «buckling». En el acortamiento homogéneo tuvieron gran importancia los procesos de disolución por presión que son los responsables del aspecto a veces discontinuo de dichas capas. Las evidencias de esta disolución por presión pueden verse en la Lám. VIII E, F y G; sobre las características e importancia de este proceso se insistirá al hablar de la esquistosidad.

### ESQUISTOSIDAD $S_1$

Acompañando el desarrollo de los pliegues  $F_1$  aparece siempre una esquistosidad que se encuentra generalizada a lo largo de todo el corte, aunque sus características varían de unas partes a otras en función del grado de metamorfismo, intensidad de la deformación, tipo de materiales, etc. Esta esquistosidad adopta una disposición variable a lo largo del corte como consecuencia de la deformación sufrida durante fases posteriores. En relación con los pliegues, la  $S_1$  se dispone paralelamente a sus superficies axiales, si bien esta disposición general puede presentar desviaciones observándose a veces abanicos convergentes en las capas competentes y divergentes en las incompetentes.

A escala macroscópica, la  $S_1$  es perfectamente visible en los materiales pelíticos donde se presenta como superficies de fisilidad muy penetrativas que, en zonas de bajo metamorfismo adopta la forma de un «slaty cleavage» mientras que en las de metamorfismo más alto aparece como una «schistosity». Por el contrario, en los materiales más competentes (p. e. cuarcitas o areniscas) muestra un aspecto variable desde una «schistosity» hasta una esquistosidad de fractura

en las zonas de más bajo grado de metamorfismo. En las zonas de metamorfismo más alto la recristalización de cuarzo posterior a la  $F_1$  puede llegar a borrar completamente la primitiva «schistosity» de las cuarcitas.

Dentro de la Serie de los Cabos, cuando el material está constituido por una alternancia de láminas o capas finas de pelitas y siltitas, la esquistosidad  $S_1$  se manifiesta por una serie de superficies oscuras de discontinuidad que cortan a la estratificación en las capas siltíticas, que aparece interrumpida y aparentemente desplazada, siendo frecuentes estructuras tales como diques de arena, «cups», etc. (Lám. VIII E, F y G).

Desde el punto de vista microscópico, las variaciones descritas anteriormente se hacen aún más marcadas. En zonas de bajo metamorfismo y en materiales pelíticos la  $S_1$  se manifiesta como un «slaty cleavage» definido por la orientación dimensional preferente de los filosilicatos y en menor grado del cuarzo (Lám. VIII C y D), siendo frecuente la existencia de superficies de acumulación de minerales félicos que deben representar los restos insolubles de procesos de disolución por presión. Localmente estas superficies pueden llegar a ser muy penetrativas indicando que la disolución por presión ha sido en estos casos el mecanismo más importante en la formación de la esquistosidad  $S_1$  (Lám. VIII E, F y G). En estas zonas de bajo metamorfismo los materiales psamíticos muestran en general una esquistosidad poco desarrollada.

En las zonas de metamorfismo más alto, a partir de la isograda del granate (+), la esquistosidad  $S_1$  se manifiesta siempre como una «schistosity» definida por la orientación dimensional preferente de los constituyentes de la roca (Lám. VIII A y B). En los esquistos, el grado de orientación de los filosilicatos es siempre alto. Sin embargo, el grado de orientación de cuarzo y feldespatos es generalmente menor cuanto mayor es su contenido en la roca. En las cuarcitas la «schistosity» es poco visible en la actualidad debido fundamentalmente a procesos de recristalización posteriores. En general, dado que el climax metamórfico se alcanza con posterioridad a la  $F_1$  (Véase Fig. 23), en estas zonas de metamorfismo alto la recristalización y deformación posteriores a la  $F_1$  han modificado las características primitivas de la  $S_1$ , por lo cual éstas pueden llegar a ser difíciles de reconocer en algunas ocasiones.

El paso de las zonas con esquistosidad de tipo «slaty cleavage» a las zonas con «schistosity» se realiza evidentemente de un modo gradual sin que se pueda fijar, por tanto, un límite preciso que separe las zonas con cada tipo de esquistosidad.

Sobre los planos de esquistosidad se observa frecuentemente una lineación mineral que indica la dirección de máxima elongación y que presenta una dirección general aproximadamente E-W, formando por tanto un ángulo alto con ejes de los pliegues.

## LA SEGUNDA FASE DE DEFORMACION

Como ya se ha mencionado al describir el corte, las estructuras de esta fase están limitadas a la zona comprendida entre la playa de Areoura y el río de Oro.

Se trata exclusivamente de pliegues menores muy numerosos que llevan asociada una esquistosidad de crenulación o una «schistosity», no observándose ningún pliegue a escala cartográfica.

**PLIEGUES**

**A n á l i s i s g e o m é t r i c o .**—Durante esta fase se originan pliegues de amplitud variable entre unos pocos centímetros y poco más de unos 50 cms, generalmente muy asimétricos, con planos axiales subhorizontales (Láms. IX y XI B) y vergiendo siempre hacia el SE. Una característica muy destacable de estos pliegues es su falta de cilíndricidad, siendo muy frecuente la existencia de líneas de charnela curvas, aunque contenidas en superficies axiales planas (Lám. X A). En algunos pliegues, esta variación en la dirección de la charnela puede ser superior a los 90°, lo cual da lugar a la frecuente existencia de formas cerradas a escala de afloramiento (Lám. X B). Por otro lado, las líneas de charnela describen a veces curvas complejas, siendo frecuentes curvas sigmoidales (Lám. X A). En este sentido, es frecuente la existencia de pliegues adyacentes con superficies axiales paralelas y líneas de charnela formando ángulos muy variables que pueden llegar a ser muy altos. Igualmente, se pueden observar pliegues que se atenúan longitudinalmente de forma que las capas pasan en corto espacio de estar fuertemente plegadas a presentar una geometría no plegada (Lám. XI A). El carácter no cilíndrico de estos pliegues se manifiesta por una gran dispersión de sus direcciones axiales, tal como se muestra en la Fig. 14.

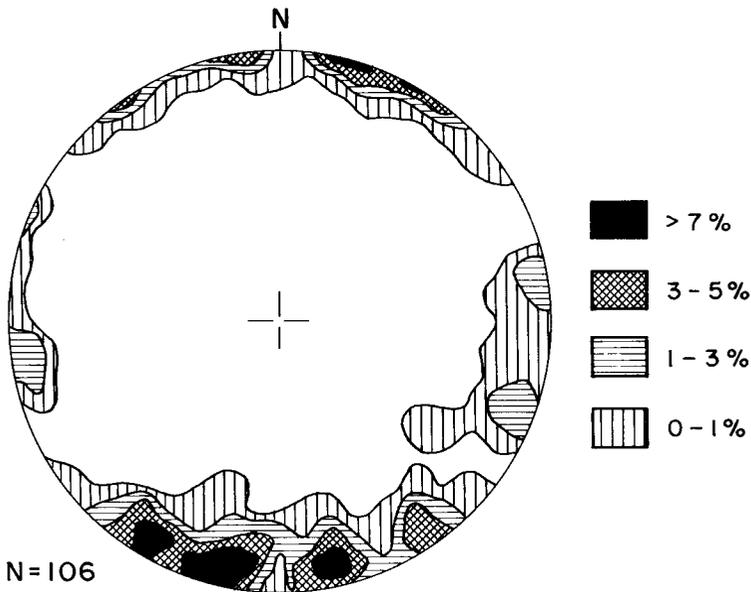


Fig. 14.—Proyección estereográfica de los ejes de pliegues de la segunda fase de deformación.

El ángulo entre flancos presenta variaciones que pueden observarse en pliegues cercanos de un mismo afloramiento o incluso en distintos perfiles a lo largo de un mismo pliegue. No obstante, se trata en general de pliegues apretados cuyos ángulos entre flancos más frecuentes oscilan entre los 10 y 30° (Fig. 15) (Láms. IX y XI B).

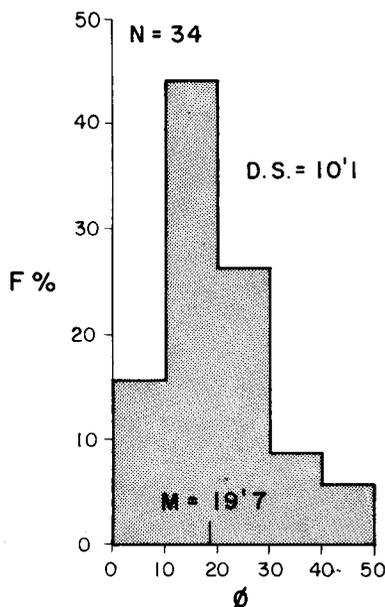


Fig. 15.—Histograma mostrando la distribución de frecuencias (F) de los ángulos entre flancos ( $\phi$ ) de los pliegues de la segunda fase de deformación. N es el número de medidas y M su media aritmética.

La forma de las superficies plegadas se muestra en el diagrama de HULDESTON de la Fig. 16. En ella se observa que las formas más abundantes son las E, siguiendo en importancia las D (parabólicas) y las F («chevron»); las formas A, B y C son prácticamente inexistentes. Por lo que respecta a la amplitud, su valor oscila entre 3 y 5, siendo claramente dominantes los pliegues de amplitud 4.

Para analizar la forma de las capas plegadas, se han clasificado por el método de RAMSAY algunos ejemplos representativos que se muestran en la Fig. 17. Todas las capas clasificadas corresponden a la clase 2 o la 1C, situándose siempre próximas a la clase 2 (pliegues similares). Como se puede ver en la Fig. 17 las capas plegadas representadas muestran formas diferentes en un flanco y otro; estas diferencias se manifiestan ya por la simple observación de las capas plegadas en las que siempre aparece un flanco adelgazado con relación al otro. Esto queda también reflejado en las curvas  $t'_\alpha$  ( $\alpha$ ). En efecto, en ellas se puede observar:

1.—Las curvas de los flancos de mayor espesor presentan generalmente para valores altos de  $\alpha$  un brusco descenso de la pendiente, tendiendo a formas de la clase 1B. Esto significa que gran parte de la longitud de estos flancos conserva

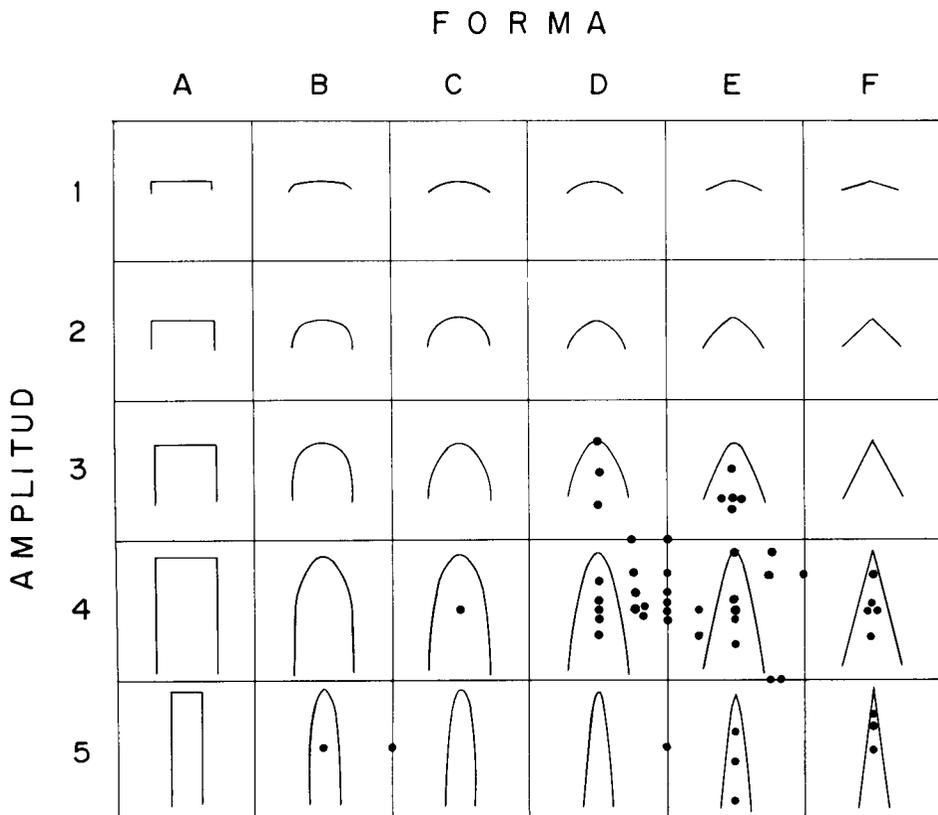


Fig. 16.—Clasificación por el método de HUDLESTON de superficies plegadas correspondientes a la segunda fase de deformación.

aún geometría próxima al tipo paralelo (ver por ejemplo, Fig. 17, pliegues I, III y V, flancos A). Por el contrario, en los flancos adelgazados, este hecho prácticamente no se presenta (Fig. 17).

2.—Frecuentemente, en las curvas  $t'_\alpha$  ( $\alpha$ ) correspondientes a los flancos adelgazados se alcanzan valores de  $\alpha$  más altos que en los otros flancos.

3.—En los tramos de las curvas correspondientes a zonas de charnela (valores bajos de  $\alpha$ ) no se observan diferencias claras entre los tramos situados a un lado y otro de la isógona cero.

Las observaciones de campo parecen indicar que los flancos adelgazados corresponden en la mayor parte de los casos a flancos cortos, siendo frecuente el que estos se encuentren laminados, llegando incluso a desaparecer en algunas ocasiones.

Finalmente, como sucede con otros parámetros geométricos, tanto la forma de las superficies plegadas como la de las capas plegadas varían frecuentemente en diferentes perfiles a lo largo del mismo pliegue. A este respecto, todos los parámetros geométricos parecen indicar que los pliegues muestran un mayor grado

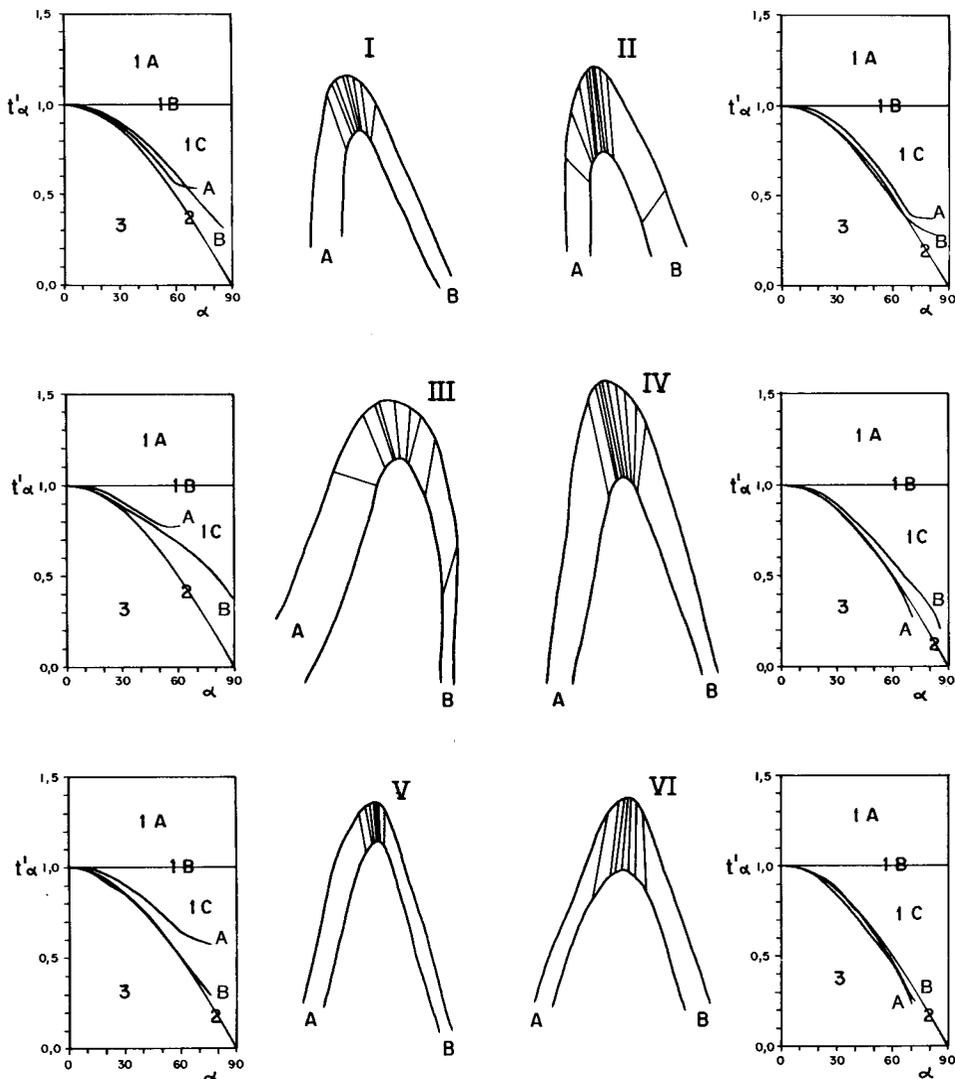


Fig. 17.-Clasificación por el método de RAMSAY de algunas capas plegadas correspondientes a la segunda fase de deformación.

de aplastamiento cuando sus ejes se orientan en una dirección aproximadamente E-W.

**Mecanismos de deformación.**—Como evidencian los parámetros geométricos analizados, los pliegues  $F_2$  muestran por lo general un grado avanzado de evolución, lo cual plantea una serie de problemas, ya mencionados al hablar de los pliegues  $F_1$ , a la hora de obtener conclusiones acerca de los mecanismos de deformación y de la historia evolutiva del plegamiento.

Las importantes variaciones que presenta la geometría de los pliegues  $F_2$  pone de manifiesto que su desarrollo se llevó a cabo mediante una deformación

fuertemente heterogénea. No obstante, existen en ellos algunas características que permiten evidenciar la importancia que tuvieron en su formación algunos procesos de plegamiento. Un primer rasgo destacable, es la presencia de trenes de ondas con una cierta periodicidad, cuya longitud de onda parecer ser función de las características del «multilayer» plegado, tales como los espesores de las capas competentes (Lám. XII A), lo cual evidencia la existencia de una componente de «buckling» en el desarrollo de estos pliegues. La existencia de un proceso de «buckling» en los primeros estadios del plegamiento queda también muy claramente evidenciada al observar el lugar geométrico de lineaciones plegadas, ya que aparece una marcada discontinuidad en dicho lugar geométrico, la cual es característica de pliegues en los cuales el «buckling» interviene en su formación. (RAMSAY 1967).

Por otra parte, los pliegues  $F_2$  presentan unas características peculiares, como son: pequeño tamaño, fuerte asimetría con el mismo sentido de rotación (HANSEN 1971), líneas de charnela curvas, diferencias geométricas entre flanco largo y flanco corto, pliegues que se atenúan longitudinalmente de un modo más o menos brusco, etc., cuyo significado se discutirá a continuación.

A) Asimetría.—Un aspecto que llama fuertemente la atención es la fuerte asimetría general de los pliegues, lo cual plantea el problema del origen de los pliegues asimétricos, cuestión que no aparece aún muy clara en la literatura sobre el proceso de plegamiento. En la actualidad, las condiciones bajo las cuales se admite que se pueden formar pliegues asimétricos pueden reducirse a tres situaciones generales:

1) «Buckling» de un «multilayer» sometido a compresión oblicua a las capas (PRICE 1967; PÉREZ-ESTAUN 1974).

2) Deformación por cizalla actuando simultáneamente al desarrollo de pliegues o sobre pliegues previamente formados (RAMBERG 1963; GHOSH 1966; JOHNSON 1977).

3) Aplastamiento irrotacional oblicuo a la superficie axial de un pliegue actuando simultáneamente o con posterioridad al desarrollo de éste.

Los mecanismos descritos no se excluyen entre sí; así, el mecanismo 1) podría haber tenido mayor importancia en los primeros estadios del plegamiento, mientras que los mecanismos 2) y 3) tendrían más importancia en estadios posteriores. El alto grado de asimetría que presentan los pliegues  $F_2$  sugiere la existencia de una deformación por cizalla formando un ángulo bajo con la actual superficie axial, independientemente del papel que hayan podido jugar los otros dos mecanismos. Un hecho que parece apoyar la anterior afirmación es la presencia de pliegues con flancos cortos laminados o incluso fallados.

B) No cilíndricidad.—La no cilíndricidad de un conjunto de pliegues es una característica geométrica que se manifiesta ya desde los primeros estadios de su desarrollo. Así, la totalidad de los pliegues naturales considerados tridimensionalmente muestra un cierto grado de no cilíndricidad (DUBEY y COBBOLD 1977). Existen algunos casos en los que este carácter no cilíndrico puede ser anormalmente acusado; así, por ejemplo, si la fuerza compresiva que produce el «buc-

«buckling» no es uniforme a lo largo del pliegue que se está formando, éste tenderá a tener más amplitud en aquellas secciones donde la fuerza sea mayor. Por este mecanismo parece poco probable obtener grados de no cilindruidad tan altos como los que muestran los pliegues  $F_2$ . Por ello, independientemente de la importancia que pudo tener dicho mecanismo, en el caso que nos ocupa, el grado de no cilindruidad alto debió de alcanzarse en los estadios siguientes de la evolución de los pliegues mediante la participación de otros mecanismos diferentes.

Un grado alto de no cilindruidad puede producirse por cualquier mecanismo que dé lugar a una deformación por cizalla variable y en una dirección perpendicular u oblicua al eje del pliegue. Así, este tipo de cizalla puede producirse directamente, o bien puede inducirse indirectamente por:

- 1) Aplastamiento no uniforme de pliegues originados por «buckling».
- 2) Pliegues originados en un campo de deformación constrictional (elipsoide de tipo  $k > 1$ , FLINN 1962) en el que el máximo acortamiento es subperpendicular a la superficie axial (RAMSAY y STURT 1973).

En el caso particular de los pliegues  $F_2$  es probable que todos o casi todos los mecanismos descritos hayan actuado, de forma que su importancia relativa ha debido depender del lugar y del momento de la historia de la deformación considerados. Así, por ejemplo, el hecho de que aparezcan charnelas describiendo curvas sigmoidales o pliegues «en echelon» (Láms. X A y XI A) parecen indicar la existencia de zonas de cizalla acompañadas o no de una deformación compresiva adicional subperpendicular a la dirección de cizalla.

Mayores grados de heterogeneidad en la deformación darían lugar a modelos no cilíndricos más complejos; sin embargo, en el caso que nos ocupa, los pliegues no muestran tan alto grado de heterogeneidad, como prueba el hecho de que los pliegues muestren cierta regularidad con superficies axiales planas y paralelas.

C) La forma de las capas plegadas.—El análisis geométrico realizado muestra que los pliegues  $F_2$  pertenecen a las clases 1C y 2 (Fig. 17). Estas formas se originarían por una deformación interna superpuesta a los pliegues originados por «buckling». Las características de esta deformación superpuesta corresponden a un proceso de aplastamiento <sup>(2)</sup> oblicuo, como evidencia la asimetría en forma de las capas plegadas, las cuales se presentan siempre más adelgazadas en un flanco que en otro (Fig. 17). Este proceso de aplastamiento puede tener lugar simultáneamente con el «buckling», aunque el grado de apretamiento y la forma de las capas que presentan los pliegues  $F_2$  permiten suponer que el aplastamiento

---

<sup>(2)</sup> El término *aplastamiento* («flattening») referido a pliegues, ha sido utilizado por ciertos autores con un significado restringido para definir un proceso de deformación que da lugar a una contracción en la dirección del esfuerzo compresivo máximo y a un alargamiento en la dirección del esfuerzo compresivo mínimo (RAMSAY 1962). En este trabajo, se utilizará dicho término con un sentido más amplio, tal como lo utiliza HUDLESTON (1973 a), para definir el efecto de una deformación interna homogénea superpuesta a un pliegue paralelo y que se manifiesta por una modificación del espesor de las capas en el perfil del pliegue. El aplastamiento puede tener lugar simultáneamente con el «buckling» y/o con posterioridad a éste y la deformación que éste aplastamiento implica puede ser rotacional o irrotacional.

tuvo especial importancia con posterioridad al «buckling». Este aplastamiento fue variable a lo largo del pliegue, lo que da lugar a la no cilindricidad ya discutida anteriormente.

Como ya se ha visto, los pliegues  $F_2$  presentan diversas características que sugieren la existencia de una importante deformación por cizalla actuando durante su desarrollo; esta cizalla podría ser la principal responsable de aplastamiento exhibido por estos pliegues.

## ESQUISTOSIDAD $S_2$

Esta esquistosidad, como los pliegues  $F_2$ , se encuentra restringida al sector comprendido entre la playa de Areoura y el río de Oro (Figs. 2 y 4). Su naturaleza varía desde una esquistosidad de crenulación a una «schistosity» en función del tipo de materiales en que se desarrolla, de su posición en relación con los pliegues a los que se encuentra asociada y de su grado de evolución. Dado que esta esquistosidad aparece en las zonas de metamorfismo más alto y su formación es aproximadamente sincrónica con la culminación de éste, su desarrollo está acompañado por una importante recrystalización que favorece la formación de una «schistosity» que tiende a borrar cualquier manifestación de los estadios anteriores del proceso de formación.

En el campo, esta esquistosidad sólo es bien visible en los materiales de naturaleza pelítica donde puede presentarse como una esquistosidad de crenulación muy marcada constituida por micropliegues tipo «chevron» (Lám. XII B), o bien, como una «schistosity» muy penetrativa con un aspecto ondulado que viene dado por una orientación no uniforme de los filosilicatos, y que a veces puede ser difícilmente distinguible macroscópicamente de la esquistosidad  $S_1$ .

A escala microscópica, la esquistosidad  $S_2$  se presenta en los esquistos micáceos con diversas formas que van desde una esquistosidad de crenulación hasta una «schistosity» pasando por una amplia gama de tipos intermedios. En los casos más simples se trata de una esquistosidad de crenulación cuyos micropliegues presentan una morfología variable en función principalmente de su posición en relación con los pliegues a los que se asocia. Así, en las zonas de charnela se trata de micropliegues tipo «chevron» muy apretados (Lám. XIII B y D) mientras que en los flancos los micropliegues presentan una fuerte asimetría, con geometría de tipo «kink» (Lám. XIII A). Simultáneamente al desarrollo de los micropliegues tiene lugar una recrystalización de los filosilicatos, fundamentalmente de moscovita, que aparecen poligonizados sobre los micropliegues (Lám. XIII). En otros casos la esquistosidad  $S_2$  está definida por un entramado de micas que forman entre sí ángulos pequeños de tal manera que en conjunto definen una orientación dimensional preferente. En muchos casos esta «schistosity» se debe originar a partir de una crenulación, por apretamiento progresivo de los micropliegues acompañado de intensa recrystalización, como lo atestigua el hecho de observarse a veces restos de micropliegues conservados dentro del entramado de filosilicatos que definen esta «schistosity» (Lám. XIII C). En otros casos la «schistosity»  $S_2$  podría originarse también por deformación sin microplegamiento

de la esquistosidad  $S_1$ , en la que el reaplastamiento y la recristalización han debido jugar un papel muy importante. En este caso el resultado es una esquistosidad  $S_{1+2}$  que aparece como consecuencia de la superposición de los efectos de la deformación durante la  $F_1$  y  $F_2$ .

En materiales más cuarcíticos la esquistosidad  $S_2$  está generalmente menos marcada. Normalmente, se trata de una «schistosity» definida fundamentalmente por la orientación de filosilicatos; el cuarzo presenta un grado de orientación dimensional generalmente bajo debido probablemente a procesos de recristalización posterior.

#### SIGNIFICADO TECTÓNICO DE LAS ESTRUCTURAS DE LA SEGUNDA FASE DE DEFORMACIÓN

Las características que poseen las estructuras de esta fase de deformación, así como su distribución no uniforme a lo largo del corte hacen necesario abordar el problema de su significado tectónico. La evolución del plegamiento  $F_2$  puede resumirse en una primera etapa que consistiría esencialmente en un proceso de «buckling» seguida de otra en la que predominaría un proceso de aplastamiento caracterizado por la existencia de una importante deformación por cizalla. Este modelo de deformación, con fuerte cizalla restringida a una zona limitada dentro del corte, es similar a los modelos descritos para zonas de cizalla dúctiles (RAMSAY y GRAHAM 1970; ESCHER y WATTERSON 1974; COWARD 1976).

Para precisar la geometría y características de esta zona de cizalla dúctil sería necesario la realización de un estudio adicional de la variación de la deformación a lo largo de la zona, así como un análisis tridimensional completo que incluyera una cartografía estructural de esta zona, lo cual queda fuera de los límites del presente trabajo.

En partes más externas de la zona Asturoccidental-leonesa se ha descrito una segunda fase de deformación durante la cual se originan una serie de cabalgamientos que llevan a veces asociadas estructuras menores tales como pliegues con charnelas curvas y esquistosidades de crenulación (MARCOS 1973; PÉREZ-ESTAUN 1978). Estas estructuras han sido interpretadas como originadas en una zona de cizalla en la transición frágil-dúctil (PÉREZ-ESTAUN op. cit.; BASTIDA et al. in litt.). La existencia de estas zonas de cizalla en las partes más externas de la Zona Asturoccidental-leonesa constituye una importante evidencia regional para constatar en el presente corte la interpretación de las estructuras  $F_2$  como originadas en una zona de cizalla. En efecto, en ambos casos existen importantes analogías como es la presencia de pliegues menores con charnelas curvas, esquistosidades de crenulación y vergencias hacia el E o SE. No obstante, existen también algunas diferencias, así, en el corte estudiado no aparece cabalgamiento alguno, si bien hay que tener en cuenta que no se observa la zona de cizalla en todo su espesor, sino solamente su parte superior (Fig. 4); por otro lado, la deformación dúctil es mucho más importante aquí que en los cabalgamientos de las partes más externas de la Zona Asturoccidental-leonesa.

Las anteriores consideraciones nos permiten también correlacionar los

cabalgamientos de la parte oriental con la zona de cizalla dúctil del presente corte como estructuras pertenecientes a una misma fase de deformación, es decir, a la  $F_2$  de la deformación herciniana. En consecuencia, esta segunda fase está caracterizada en la Zona Asturoccidental-leonesa por la existencia de zonas de cizalla dúctiles en las zonas más profundas y por zonas de cizalla en la transición frágil-dúctil en zonas más superficiales. Esto significa que las zonas de cizalla dúctiles evolucionarían al disminuir la profundidad a cabalgamientos con características de comportamiento en la citada transición frágil-dúctil.

### LA TERCERA FASE DE DEFORMACION

La  $F_3$  se manifiesta principalmente a escala cartográfica mediante pliegues suaves de gran longitud de onda y con planos axiales subverticales o fuertemente inclinados hacia el SE. Estos pliegues muestran una notable asimetría, de forma que los flancos cortos se disponen subhorizontales o suavemente inclinados al SE mientras que los flancos largos adquieren posiciones fuertemente inclinadas. Los pliegues  $F_3$  deforman a las estructuras anteriores y son los responsables de su disposición actual. Como ya se ha mencionado, la superposición de estos pliegues con los  $F_1$  da lugar a figuras de interferencia del tipo 3 de RAMSAY.

Acompañando a estos pliegues mayores se desarrollan a veces estructuras menores, principalmente pliegues acompañados frecuentemente por una esquistosidad de crenulación.

#### PLIEGUES MENORES

**D e s c r i p c i ó n .**—Los pliegues menores originados durante esta fase son escasos y se distribuyen de un modo irregular a través del corte. Por lo que se refiere a la posición de estos pliegues respecto a las estructuras mayores, hay que destacar que aparecen casi exclusivamente en los flancos horizontalizados de los pliegues mayores. De acuerdo con esto, se pueden encontrar pliegues menores de esta fase en el sector comprendido entre la playa de Areoura y Ribadeo, siendo prácticamente inexistentes en el resto del corte (Fig. 4).

La posición de ejes y planos axiales de estos pliegues se muestra en la Fig. 18, en la cual se observa que los ejes son subhorizontales y presentan una dirección general NNE-SSW y que los planos axiales se inclinan siempre al SE.

La morfología de estos pliegues varía en función de la naturaleza de los materiales plegados. En rocas competentes (cuarcitas o areniscas), en las que la estratificación constituye la anisotropía más marcada en la roca, se desarrollan pliegues muy abiertos, con longitudes de onda métricas y con geometría de tipo paralelo. Su morfología es comparable a la de los pliegues mayores de esta misma fase. Acompañando a estos pliegues no suele desarrollarse esquistosidad de crenulación dado que la naturaleza de los materiales es desfavorable para su desarrollo.

En rocas con una anisotropía alta, sobre todo en materiales finamente laminados o predominantemente pelíticos con una esquistosidad anterior bien

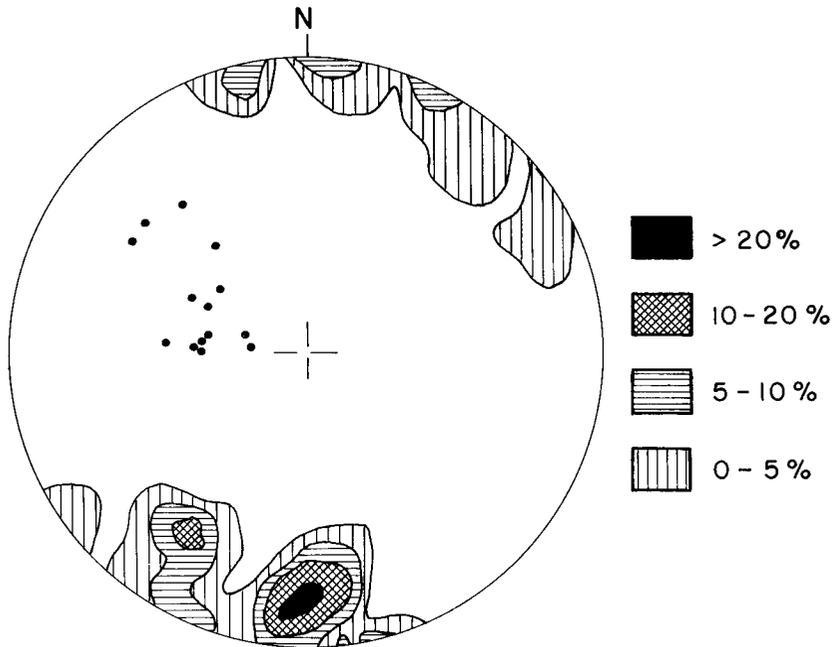


Fig. 18.—Posición de los ejes y planos axiales de pliegues de la tercera fase de deformación. El diagrama de contornos representa la distribución de los polos de los planos axiales y los puntos representan ejes de pliegues.

desarrollada, se originan pliegues fuertemente asimétricos, frecuentemente con geometría tipo «kink» y con longitud del flanco corto generalmente menor de un metro (Lám. XIV A). En relación con estos pliegues se originan a veces fracturas que se disponen siguiendo sus superficies axiales (Lám. XIV B) o bien afectando solamente a las capas competentes plegadas y con una disposición radial (Lám. XIV C). Los flancos cortos muestran por lo general una deformación importante que se manifiesta por el desarrollo de pequeños pliegues de longitud de onda menor de 10 cms, morfología frecuentemente angulosa y formando trenes de ondas que ocupan toda la longitud del flanco corto (Láms. XIV y XV). Asimismo, dentro de estos flancos cortos se desarrolla una esquistosidad de crenulación cuyas características se describieran más adelante. Por el contrario, en los flancos largos no se desarrolla prácticamente ninguna de estas estructuras (Lám. XIV). En consecuencia, las estructuras  $F_3$  muestran una distribución irregular a todas las escalas, situándose siempre en flancos cortos de pliegues de mayor tamaño.

A la escala de los pliegues menores es posible observar también figuras de interferencia del tipo 3 de RAMSAY que resultan de la superposición de los pliegues  $F_3$  sobre los pliegues  $F_1$  (Lám. XIV D).

**Mecanismos de plegamiento.**—Como se ha visto anteriormente, las estructuras menores desarrolladas durante esta fase son escasas y sus características varían en función de los materiales en que aparecen.

En «multilayers» con predominio de materiales competentes se desarrollan pliegues mediante un proceso de «buckling» cuyo grado de evolución es bajo, ya que la amplificación que presentan es pequeña.

Cuando se trata de «multilayers» constituidos por una alternancia de láminas de material competente e incompetente o con predominio de material incompetente se forman pliegues con geometría de tipo «kink». En la formación de estos pliegues intervienen diversos factores, tales como:

1.—La existencia de una anisotropía muy marcada. El «buckling» de un material fuertemente anisótropo da lugar a pliegues inicialmente asimétricos y con superficies axiales oblicuas a la dirección de compresión (COBBOLD et alt. 1971).

2.—La orientación de la anisotropía con relación a la dirección de compresión. El hecho de que sólo excepcionalmente aparezcan pliegues conjugados significa que la dirección de compresión fue oblicua a los planos de anisotropía de la roca (WEISS 1968; COBBOLD et alt. 1971).

3.—Las condiciones del medio deformacional. La ausencia casi total de aplastamiento en estos pliegues junto con la presencia de fracturas en relación con ellos indica que la deformación se llevó a cabo en condiciones más superficiales que las fases anteriores.

Estos pliegues muestran una evolución diferente en uno y otro flanco, como lo demuestra el hecho de que solo los flancos cortos tengan estructuras menores asociadas. En los flancos largos el acortamiento se llevaría a cabo mediante una rotación por un mecanismo de deslizamiento entre capas. Por el contrario, en los flancos cortos la rotación va acompañada por un acortamiento longitudinal a las capas que da lugar a la aparición de pliegues de pequeño tamaño dentro de dichos flancos. Estos pequeños pliegues presentan una periodicidad acusada y una longitud de onda relacionada con el espesor de las capas del «multilayer» (Lám. XV), lo que evidencia claramente un proceso de «buckling». Este acortamiento por pliegues del flanco corto podría producirse cuando dichos flancos, en su rotación, se orientasen subparalelamente a la dirección de compresión, o bien podría producirse por una cizalla paralela a las superficies axiales de los pliegues inducida por una compresión oblicua a dichas superficies. De acuerdo con esta última alternativa está el hecho de que a veces aparezcan pequeñas fallas inversas a lo largo de las superficies axiales (Lám. XIV B).

### ESQUISTOSIDAD $S_3$

En relación con los pliegues menores  $F_3$  se desarrolla una esquistosidad de crenulación en aquellos materiales en los que existe una anisotropía anterior bien desarrollada. En el campo, esta esquistosidad se observa como un microplegamiento intenso limitado a los flancos cortos de los pliegues menores  $F_3$ .

Microscópicamente se manifiesta por un microplegamiento de una esquistosidad anterior, generalmente la  $S_1$ , aunque se pueden observar también micropliegues  $F_3$  replegando a la  $S_2$  (Lám. XVI). En este último caso, se pueden

observar modelos de interferencia del tipo 3 de RAMSAY como resultado de la superposición de los micropliegues correspondientes a la  $S_3$  sobre los de la  $S_2$  (Lám. XVI B y C). En lo que se refiere a la morfología de los micropliegues, se trata de formas redondeadas o angulosas, simétricas en la zona de charnela y asimétricas en los flancos de pliegues de mayor tamaño (Lám. XVI). La longitud de onda de los micropliegues varía en función de la naturaleza de la «fabric» plegada desde milimétrica hasta de más de un centímetro. Las superficies de esquistosidad no suelen estar muy bien definidas, viniendo marcadas frecuentemente por fracturas en los flancos o zonas de charnela de los micropliegues.

## DEFORMACIONES TARDIAS

Bajo esta denominación se agrupan una serie de estructuras de naturaleza y características diversas, cuyo significado y cronología pueden ser a veces difíciles de establecer.

Se trata de estructuras que modifican poco la estructura general ya establecida a lo largo de las fases anteriores ya que, salvo algunas fallas y flexiones suaves, solo son observables a escala de afloramiento, donde localmente pueden llegar a alcanzar cierto desarrollo. Dentro de estas estructuras se pueden distinguir los siguientes tipos:

- 1.-«kink-bands» y crenulaciones horizontales.
- 2.-«kink-bands» y crenulaciones transversales.
- 3.-Pliegues transversales.
- 4.-Fallas.
- 5.-Diaclasas.

1.-« k i n k - b a n d s » y c r e n u l a c i o n e s h o r i z o n t a l e s .-Estas estructuras aparecen solamente en el sector comprendido entre la ría del Eo y el límite E del corte, donde la anisotropía de la roca se dispone fuertemente inclinada al W. Dentro de este sector, estas estructuras solo aparecen donde los materiales presentan una anisotropía bien desarrollada, generalmente la esquistosidad  $S_1$ . Se trata de «kink-bands» inversos y crenulaciones con superficies axiales subhorizontales o suavemente inclinadas al SE. Por su geometría y posición parecen haberse generado por una compresión en dirección subvertical (MATTE 1969).

2.-« k i n k - b a n d s » y c r e n u l a c i o n e s t r a n s v e r s a l e s .-Se trata de «kink-bands» normales o inversos con anchura de banda variable desde unos pocos centímetros hasta más de 50 cms (Lám. XVII A y B). En relación con ellos se desarrollan frecuentemente grietas de tensión «en eche-lon» (Lám. XVII C). Las superficies axiales de los «kink-bands» se disponen subverticalmente o fuertemente inclinadas y con dirección NW-SE (Fig. 19). En relación con estos «kink-bands» se desarrolla a veces una crenulación que localmente puede llegar a ser bastante penetrativa. Estas estructuras deforman a los «kink-bands» y crenulaciones horizontales.

3.-P l i e g u e s t r a n s v e r s a l e s .-Se trata de flexiones suaves de

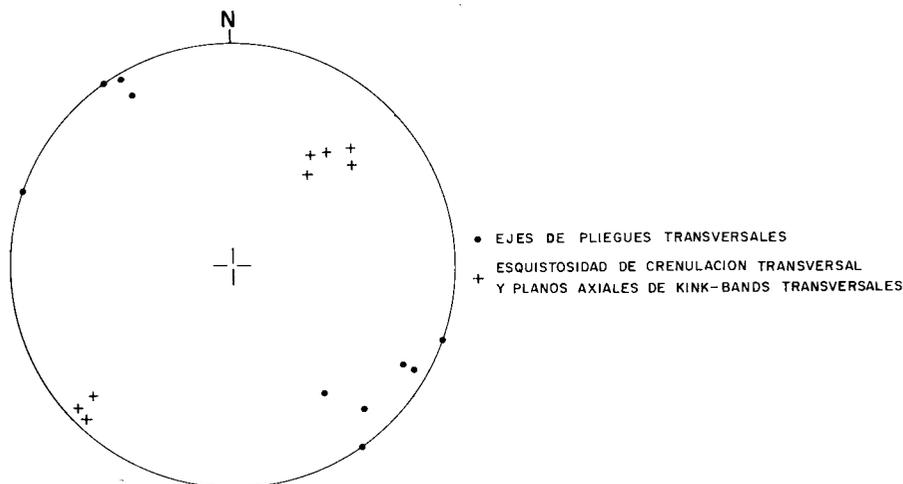


Fig. 19.—Proyección estereográfica mostrando la posición de algunos de los tipos de estructuras tardías presentes en el corte.

ejes NW-SE (Fig. 20) y de plano axial subvertical que adquieren cierta importancia en el sector comprendido entre la playa de Reinante y Ribadeo, donde se observa un antiforme mayor con esta orientación (Fig. 3). Esta estructura se hace bien patente por la modificación que produce en los ejes y planos axiales de los pliegues  $F_1$  (compárense los estereogramas b y c de las Figs. 5 y 6, correspondientes a secciones situadas sobre flancos opuestos del citado antiforme). Estos pliegues pueden observarse también a escala del afloramiento, fundamentalmente en el sector citado.

4.—Fallas.—A lo largo del corte existen numerosas fallas de plano fuertemente inclinado y de importancia desigual. Sus orientaciones pueden verse en el diagrama de la Fig. 20, en el que se destacan dos grupos principales de direcciones NNE-SSW y WNW-ESE. En su mayoría se trata de fallas normales, algunas de las cuales adquieren cierta importancia (ver Fig. 4). Estas fallas llevan asociadas frecuentemente brechas poco consolidadas y/o «fault gouges».

5.—Diaclasas.—Entre las estructuras tardías las diaclasas son las que presentan una distribución más uniforme a lo largo del corte, pudiendo distinguirse varios grupos. En la Fig. 21 se han representado mediante proyección estereográfica las medidas de los grupos más sistemáticos realizadas en diversas localidades a lo largo del corte. En dicha figura se destaca la existencia de un grupo principal cuya orientación oscila de W a E entre NW-SE y E-W. Este grupo de diaclasas muestra frecuentemente superficies ornamentadas, principalmente estructuras plumosas (HODGSON 1961) (Lám. XVII D). Las diaclasas en que aparecen este tipo de estructuras se ha interpretado generalmente como diaclasas de cizalla (PRICE 1966). Además de este grupo principal existen otros secundarios entre los que destaca un grupo de orientación NE-SW (Fig. 21).

En resumen, dentro de estas estructuras tardías se pueden distinguir dos grupos. Por una parte, los «kink-bands» y crenulaciones horizontales que parecen

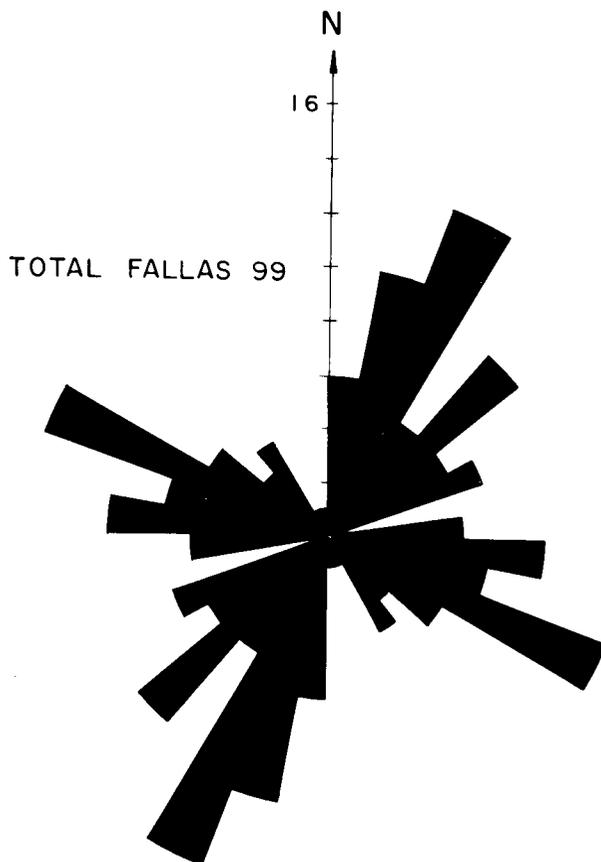


Fig. 20.—Diagrama en rosa que muestra la orientación de las fallas existentes en el corte.

estar en relación con fallas directas de trazado NNE-SSW y que en conjunto sugieren una compresión máxima vertical. Por otra, un grupo de estructuras transversales, que incluye «kink-bands» y crenulaciones, diaclasas, pliegues y fallas, que se encuentra ampliamente generalizada por toda la Zona Asturoccidental-leonesa y que ha sido interpretados como originado por una compresión póstuma en relación con un agudizamiento del cierre del arco asturiano (MARCOS 1973; PÉREZ-ESTAUN 1978).

### METAMORFISMO

Durante la Orogénesis Herciniana, las rocas presentes en el corte estudiado han sufrido un metamorfismo regional que varía en intensidad de E a W, desde la facies de los esquistos verdes hasta la facies anfibolítica. En lo que sigue se discutirán brevemente las características generales de este metamorfismo haciendo especial énfasis en lo que se refiere a las relaciones entre cristalización y deformación. Además del metamorfismo regional, en relación con los «stocks»

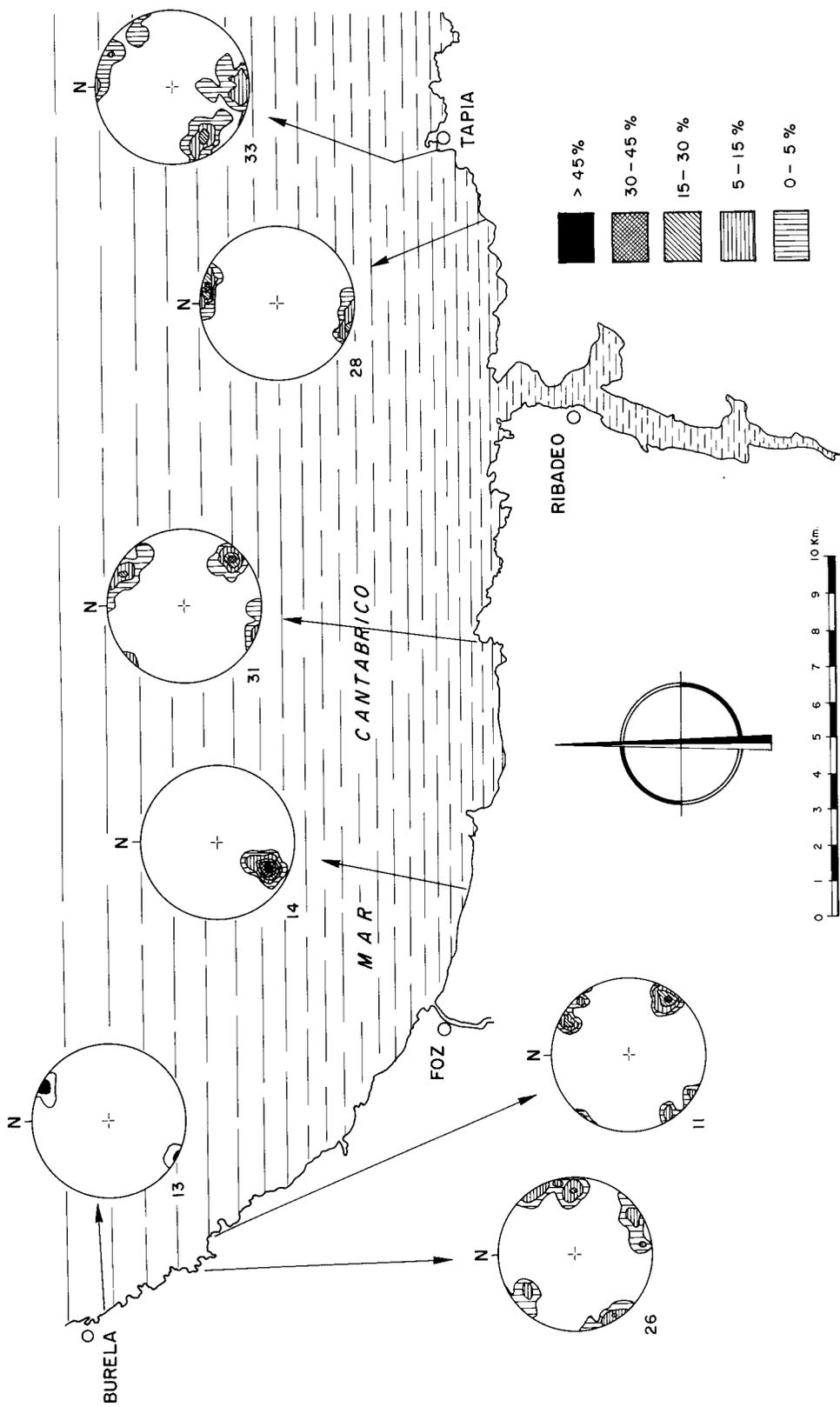


Fig. 21.—Esquema en el que se muestra la proyección estereográfica de polos de diaclasas y la situación de las localidades correspondientes a lo largo del corte.

de Porcía, Salave y Represas se desarrolla una aureola de metamorfismo de contacto que llega a alcanzar la facies de las corneanas piroxénicas.

### ZONAS DE METAMORFISMO

A lo largo del corte se pueden distinguir cuatro zonas de metamorfismo que en orden progrado son:

- Zona de la clorita (isograda clorita +)
- Zona de la biotita (isograda biotita +)
- Zona del granate (isograda granate +)
- Zona de la andalucita (isograda andalucita +)

El inicio de cada zona se corresponde aproximadamente con la primera aparición del mineral índice que caracteriza la zona. No obstante, la isograda biotita (+) se sitúa arbitrariamente donde la abundancia de este mineral es patente, ya que la biotita aparece aún de forma errática en algunas áreas dentro de la zona de la clorita. La distribución espacial de estas zonas se muestra en la Fig. 22, donde se puede observar que los materiales con metamorfismo por encima de la isograda de la biotita ocupan la mitad oriental del corte, quedando limitadas las zonas de más alto grado de metamorfismo a su parte más occidental.

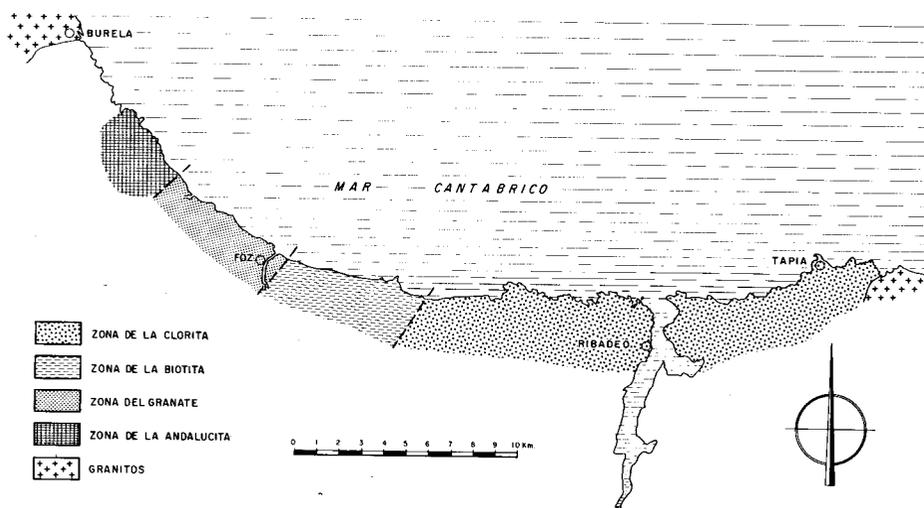


Fig. 22.-Esquema cartográfico de la distribución de las zonas de metamorfismo regional.

Las asociaciones estables de minerales progradados en que aparece el mayor número de fases son en cada zona:

- Zona de la clorita:  
 cuarzo + clorita + moscovita ± albita ± feldespato potásico

- Zona de la biotita:  
 cuarzo + biotita + moscovita + clorita ± albita ± feldespato potásico

- Zona del granate:

cuarzo + biotita + moscovita + granate  $\pm$  clorita  $\pm$  albita-oligoclasa  $\pm$  feldespato potásico

- Zona de la andalucita:

cuarzo + biotita + moscovita + granate + andalucita ( $\pm$  estauroлита  $\pm$  sillimanita)  $\pm$  oligoclasa  $\pm$  feldespato potásico

La formación de biotita está fuertemente influenciada por la composición original de la roca, apareciendo siempre primero en las rocas psamíticas y posteriormente en las pelíticas. El granate está presente como porfiroblastos en los metasedimentos pelíticos o psamíticos y debe tratarse de una piralspita con predominio del término almandínico. El granate presenta frecuentemente retro-morfosis a clorita que en ocasiones casi pseudomorfiza completamente al primitivo granate. La andalucita se presenta como porfiroblastos desde milimétricos hasta de varios centímetros de longitud. La zona de la andalucita se sobrepone en parte sobre una zona preexistente con estauroлита estable, ya que este último mineral se encuentra actualmente como relicto, en ocasiones junto con biotita, dentro de los porfiroblastos de andalucita. Estas relaciones entre estauroлита y andalucita son frecuentes en otras áreas metamórficas del herciniano de la Zona Centro-ibérica (MARTÍNEZ 1974). La existencia de un primer episodio metamórfico con granate y estauroлита viene apoyado por la existencia de granate junto con la andalucita. Tanto el granate como la estauroлита son previos a la andalucita como se deduce de sus relaciones texturales y de sus relaciones con los episodios de deformación. La presencia, en ocasiones, de prismas de sillimanita incluidos en la andalucita indica que el solapamiento pudo haberse realizado en algún lugar dentro del dominio de estabilidad de la sillimanita.

De lo dicho anteriormente se desprende el carácter plurifacial del metamorfismo, en el que a unas asociaciones de facies anfibolítica con granate y estauroлита, típicas de un metamorfismo tipo «Barrow», se superponen paragénesis con andalucita, desestabilizándose la estauroлита. Este hecho debe corresponderse con un aumento del gradiente geotérmico, sin que necesariamente haya una disminución de la presión. El tipo de metamorfismo resultante sería uno intermedio de baja presión, lo cual está de acuerdo con lo establecido por otros autores para el metamorfismo regional de la Zona Asturoccidental-leonesa (CAPDEVILA 1968, 1969).

#### RELACIONES CRONOLÓGICAS ENTRE DEFORMACIÓN Y CRISTALIZACIÓN

El análisis microscópico de las relaciones entre los minerales metamórficos y las estructuras menores, principalmente esquistosidades, originadas durante las distintas fases de la deformación permite realizar una discusión en torno a la relación entre cristalización mineral y los distintos episodios de deformación. Dado que a lo largo del corte se observa un metamorfismo creciente desde la zona de la clorita hasta la zona de la andalucita las relaciones temporales cristalización-deformación deben ser consideradas en cada una de las zonas, siendo

estas relaciones más fácilmente observables en las zonas de metamorfismo más alto. En la Fig. 23 se muestra, de un modo esquemático, estas relaciones para cada una de las zonas metamórficas diferenciadas.

En la zona de la clorita el climax metamórfico se alcanza durante la  $F_1$ , con la cristalización de cuarzo, moscovita y clorita que muestran siempre una orientación preferente definiendo el «slaty cleavage»  $S_1$ . La clorita aparece frecuentemente como porfiroblastos con sombras de presión y su cristalización parece en general sintectónica, aunque en algunos casos pudo comenzar con anterioridad a la  $F_1$ . En la zona de la biotita las relaciones son parecidas a las de la zona anterior y cuarzo, moscovita y biotita tienden a orientarse siguiendo la esquistosidad  $S_1$ , aunque a veces es posible observar láminas de biotita cristalizadas miméticamente sobre  $S_1$ . En estas dos zonas las relaciones precisas son difíciles de establecer debido principalmente a la ausencia de estructuras  $F_2$ . En todo caso, las estructuras  $F_3$  parecen ser esencialmente postmetamórficas en ambas zonas.

En las zonas del granate y andalucita el climax metamórfico se alcanza durante la interfase 1-2 ó durante los momentos iniciales de la  $F_2$ . Así, los granates son siempre pretectónicos con respecto a la  $S_2$  que se incurva en torno a ellos y postectónicos o sintectónicos tardíos con respecto a la  $F_1$ . La andalucita se presenta como porfiroblastos, que incluyen a veces estauroлита y sillimanita relictas, y que están aplastados por la esquistosidad  $S_2$  que los rodea. Estos minerales

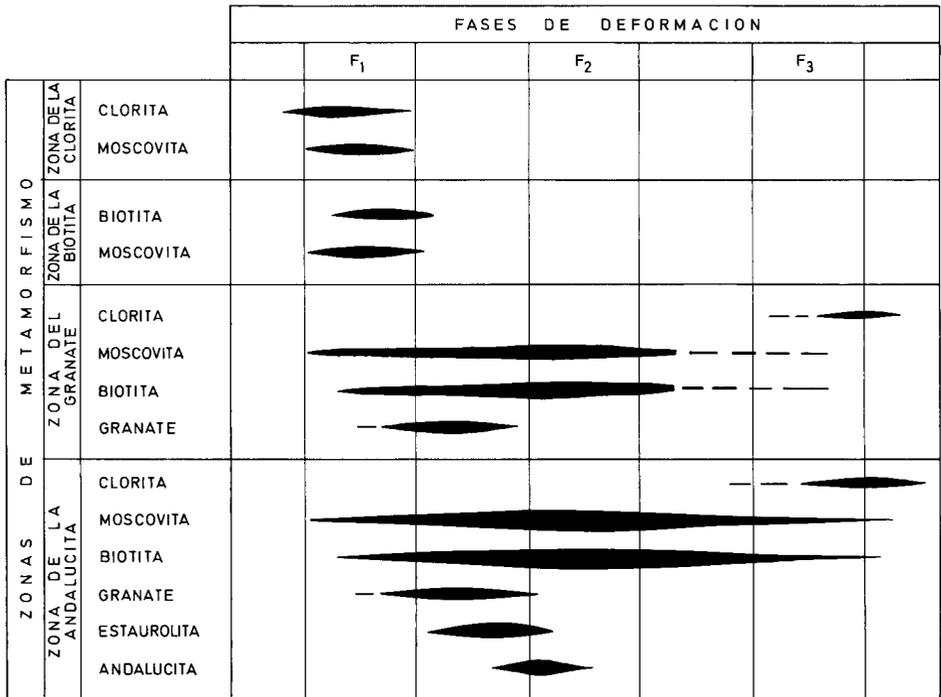


Fig. 23.—Representación esquemática de las relaciones cronológicas entre la cristalización metamórfica y las fases principales de deformación en cada una de las zonas metamórficas.

son pre- a sintectónicos con respecto a la  $F_2$ . La biotita y la moscovita cristalizan durante y después de la  $F_2$  ya que forman arcos poligonales sobre la esquistosidad de crenulación  $S_2$ . La  $F_3$  es esencialmente post-metamórfica aunque en las charnelas de los micropliegues  $S_3$  es posible observar micas plegadas junto con cristales de moscovita y biotita de nueva cristalización, es decir que en algunos puntos las condiciones de presión y temperatura permitían aún la recrystalización de estos minerales micáceos.

En resumen, el metamorfismo comienza durante o inmediatamente antes de la  $F_1$  durante la cual el grado de metamorfismo sólo alcanzó la zona del granate en las zonas más profundas, no superando en el resto la facies de los esquistos verdes. El clímax metamórfico se alcanza al final de la interfase 1-2 o al comienzo de la  $F_2$ . A partir de la  $F_2$  tiene lugar una retromorfosis, fundamentalmente de los porfiroblastos de granate y andalucita, y la  $F_3$  es esencialmente postmetamórfica aunque las condiciones ambientales permitían en algunos puntos la recrystalización de moscovita, biotita o clorita durante o después de esta fase.

## LA ESTRUCTURA DEL CORTE EN EL CONTEXTO GEOLOGICO DE LA ZONA ASTUROCCIDENTAL-LEONESA

Como ya se expuso al comienzo del presente trabajo, sus objetivos principales desde el punto de vista regional han consistido en completar, por un lado, la estructura del Manto de Mondoñedo mediante el análisis estructural de esta unidad en la costa cantábrica y, por otro lado, en estudiar con cierto detalle las estructuras correspondientes a cada fase de deformación herciniana para tratar de aclarar en lo posible los problemas de correlación de fases que aún existen en la Zona Asturoccidental-leonesa. A continuación trataremos de sintetizar los resultados obtenidos a este respecto y de encajar, en consecuencia, la estructura del corte estudiado en el contexto geológico regional.

### LA ESTRUCTURA DEL MANTO DE MONDOÑEDO

La estructura del Manto de Mondoñedo como un apilamiento de grandes pliegues acostados deformados por pliegues suaves de plano axial subvertical fue puesta de manifiesto por MATTE (1964, 1966, 1968) y WALTER (1965, 1966, 1968). El primero de estos autores consideraba al sinclinal de Villaodrid (Fig. 24) como el pliegue situado a nivel más bajo de los que forman el Manto de Mondoñedo (MATTE 1968, Fig. 10); en consecuencia, los materiales situados por debajo de este gran sinclinal constituían el autóctono no plegado del manto, de forma que en la costa cantábrica dicho autóctono se situaba en la región de Foz (MATTE 1968, pp. 67-68). Por su parte WALTER termina sus cortes inmediatamente al E del anticlinal del Eo y, en consecuencia, no interpreta la estructura ni al E ni por debajo del citado anticlinal (véase p. e., WALTER 1966, Fig. 3).

Con posterioridad a los autores mencionados, MARCOS (1973) observó que la estructura del manto de Mondoñedo quedaba cortada al E por un importante cabalgamiento, que él denominó cabalgamiento basal del manto de Mondoñedo,

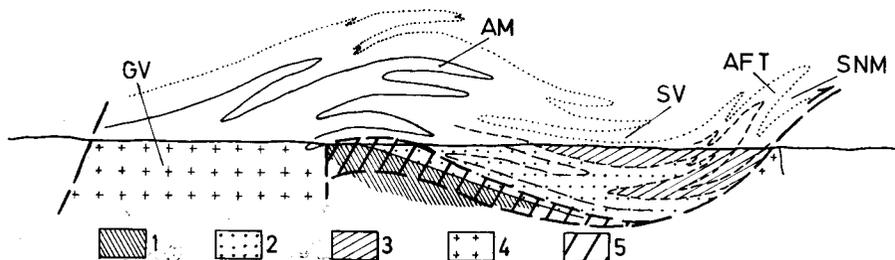


Fig. 24.—Corte esquemático interpretativo de la estructura completa del manto de Mondoñedo. 1. Precámbrico; 2. Cámbrico inferior; 3. Cámbrico medio-Ordovícico inferior; 4. Granitos; 5. Zona de cizalla. AM y AFT anticlinales de Mondoñedo y Foz-Tapia respectivamente; SV y SNM sinclinales de Villaodrid y Nois-Mántaras; GV granito de Vivero.

cuyo trazado puede proseguirse hacia el S durante decenas de kilómetros hasta quedar oculto bajo el Terciario de la Meseta (MARCOS 1973, pp. 67-69, Fig. 26). Por último, MARTÍNEZ-CATALÁN et. alt. (1977) analizan la estructura del manto de Mondoñedo en la región del domo de Lugo, pero sin abarcar en sus cortes más que la estructura por encima del sinclinal de Villaodrid (ver MARTÍNEZ-CATALÁN et alt. (1977, Fig. 4).

En el presente trabajo se ha constatado que, entre el sinclinal de Villaodrid y el cabalgamiento basal del manto de Mondoñedo, existen dos grandes pliegues acostados, el anticlinal de Foz-Tapia y el sinclinal de Nois-Mántaras, entre los cuales existe un flanco inverso del orden de los 15 Km de longitud. En la Fig. 24 aparece un corte esquemático de la estructura completa del manto de Mondoñedo en el sector de la costa; dicha figura es, evidentemente, una interpretación que resulta de extrapolar a este sector la estructura del manto de Mondoñedo deducida por MATTE y WALTER más al Sur. No obstante, da una idea bastante clara de la envérgadura e importancia del manto.

#### LAS FASES DE LA DEFORMACIÓN HERCINIANA EN LA ZONA ASTUROCCIDENTAL-LEONESA

La existencia de una deformación herciniana polifásica en la Zona Asturoccidental-leonesa fue puesta de manifiesto por MATTE (1964, 1966, 1968), quien admitió la existencia de dos fases principales de deformación. Según MATTE la primera fase sería la más importante y daría lugar a pliegues, a veces tumbados (dominio del manto de Mondoñedo) y a veces de plano axial subvertical (parte oriental de la Zona Asturoccidental-leonesa), de gran amplitud, vergentes al E o NE, con ejes subhorizontales y cuyas direcciones dibujan el arco asturiano; estos pliegues estarían acompañados de esquistosidad y de metamorfismo regional y coincidirían, según el citado autor, con las condiciones de presión y temperatura máximas. La segunda fase sería, según dicho autor, menos importante y daría lugar a pliegues menos apretados, de plano axial subvertical y con ejes paralelos a los de la primera fase. Según MATTE, esta fase solo daría lugar a estructuras bien individualizadas en las zonas más internas. Finalmente, MATTE admite la existen-

cia de estructuras tardías tales como «kink-bands» subhorizontales y micropliegues de tipo «chevron».

Posteriormente, MARCOS (1971 a, 1971 b, 1973) en su estudio del occidente de Asturias realizó importantes modificaciones en el modelo de MATTE, extendiendo su segunda fase a zonas más externas y poniendo de manifiesto la existencia de una nueva fase de deformación entre la 1.<sup>a</sup> y 2.<sup>a</sup> fases de MATTE, la cual daría lugar, en la zona occidental de Asturias, a cabalgamientos vergentes al E con estructuras menores asociadas. Con posterioridad, PÉREZ-ESTAUN (1978) ha prolongado el modelo de MARCOS a la rama S de la Zona Asturoccidental-leonesa.

Siguiendo estos modelos, se ha correlacionado frecuentemente la 2.<sup>a</sup> fase de MATTE con la 3.<sup>a</sup> fase de MARCOS. No obstante, el problema de establecimiento y correlación de las fases hercinianas de deformación no está del todo claro para el conjunto de la Zona Asturoccidental-leonesa. Por un lado, en el presente trabajo se ha comprobado que la 2.<sup>a</sup> fase de MARCOS también se presenta en zonas más internas aunque con características diferentes; en este sentido, algunos de los pliegues que fueron asignados por MATTE a la 1.<sup>a</sup> fase de deformación corresponden realmente a esta 2.<sup>a</sup> fase (ver MATTE 1968, Fig. 45). Por otro lado, a partir de observaciones propias realizadas en el antiformal del «Ollo de Sapo», situado al W de la zona estudiada, se evidencia también allí la existencia de tres fases principales de deformación y no dos como se viene admitiendo hasta la fecha por la mayoría de los autores. Por ello, las correlaciones realizadas anteriormente entre las estructuras de este antiformal y las del dominio del manto de Mondoñedo son demasiado simples y distan mucho de estar claras.

Teniendo en cuenta los datos aportados por los autores mencionados en los párrafos anteriores y las conclusiones obtenidas en el presente trabajo, admitiremos que en la Zona Asturoccidental-leonesa la deformación se ha llevado a cabo mediante tres fases principales, cuyas características generales son las siguientes:

1 . <sup>a</sup> f a s e .-Da lugar a pliegues de todas las dimensiones. Son pliegues cilíndricos, apretados y fuertemente vergentes hacia las zonas externas de la cadena. Sus ejes son subhorizontales y longitudinales al arco asturiano. En el momento de su formación, sus planos axiales estaban siempre suavemente inclinados hacia las zonas internas. A su formación se asoció el desarrollo de un «slaty cleavage» o una «schistosity». El apretamiento, amplitud y grado de aplastamiento de estos pliegues aumentan progresivamente hacia las zonas internas.

2 . <sup>a</sup> f a s e .-Durante esta fase se producen en la parte oriental de la Zona Asturoccidental-leonesa cabalgamientos vergentes al E, que llevan frecuentemente asociados esquistosidades de crenulación y pequeños pliegues de charnelas curvas. En la parte occidental (dominio del manto de Mondoñedo) la 2.<sup>a</sup> fase se encuentra representada por amplias zonas de cizalla dúctiles, en cuyo interior se origina una intensa deformación que lleva consigo la formación de numerosos pliegues menores, marcadamente asimétricos, apretados, tumbados, con charnelas curvas y llevando asociados una esquistosidad de crenulación o una «schistosity».

3.ª fase.—A escala cartográfica, esta fase se manifiesta por grandes ondulaciones asimétricas, relativamente suaves, de plano axial subvertical y que modifican la posición original de los pliegues y esquistosidades originados durante las fases anteriores. Su superposición con los pliegues de la 1.ª fase da lugar a figuras de interferencia del tipo 3 de RAMSAY. Los pliegues menores de esta fase presentan una geometría variable según el tipo de material y su posición con respecto a los pliegues mayores; en general, son pliegues relativamente abiertos, asimétricos, de plano axial subvertical o fuertemente inclinado y que llevan asociada generalmente una esquistosidad de crenulación.

Con posterioridad a la 3.ª fase de deformación aún tiene lugar la formación de nuevas estructuras que modifican ya poco la estructura anterior y que se han denominado estructuras tardías. Entre éstas están: «kink-bands», crenulaciones, diaclasas, pliegues suaves E-W y fallas.

Simultáneamente con el proceso de deformación tiene lugar en la Zona Asturoccidental-leonesa un metamorfismo regional progresivo cuyo grado aumenta en líneas generales hacia el W. Con relación a la deformación, el clímax metamórfico varía de un dominio a otro; así, en la parte oriental de la zona, este clímax es aproximadamente sincrónico con la 1.ª fase de deformación, mientras que en las partes más occidentales lo es con el inicio de la 2.ª fase.

#### AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento a todas aquellas personas que de un modo u otro han contribuido a la realización de este trabajo. En primer lugar a todos los miembros del Dpto. de Geotectónica de la Universidad de Oviedo y en especial a los Drs. A. MARCOS y A. PÉREZ-ESTAUN, por su ayuda incondicional tanto en los trabajos de campo como en los de gabinete y al Prof. E. MARTÍNEZ-GARCÍA por la lectura crítica del manuscrito original. Al Dr. F. J. MARTÍNEZ-FERNÁNDEZ, del Dpto. de Petrología de la Universidad Autónoma de Barcelona por su ayuda en los aspectos referentes al metamorfismo. A los Drs. E. H. RUTTER y R. H. SIBSON del Dpto. de Geología del Imperial College de Londres, quienes en su visita a la zona de trabajo aportaron sugerencias que fueron muy útiles para la realización del presente estudio.

#### BIBLIOGRAFIA

- BASTIDA, F., MARCOS, A., PÉREZ-ESTAUN, A. y PULGAR, J. A. (in litt.).—Aproximación a la mecánica de los cabalgamientos en el contexto general de la deformación en el NW de la Península Ibérica. *Vol. Homenaje al Prof. Solé Sabarís*. Barcelona.
- BIOT, M. A. (1961).—Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72, 1595-1620.
- BIOT, M. A., ODE, H. y ROEVER, W. L. (1961).—Experimental verification of the theory of folding of stratified viscoelastic media. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72, 1621-1630.
- CAPDEVILA, R. (1968).—Les types de métamorphisme «intermédiaires de basse pression» dans le segment hercynien de Galice nord-orientale (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 266, 1924-1927.
- CAPDEVILA, R. (1969).—Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord-orientale (NW de l'Espagne). *Thèse*. Univ. Montpellier.
- COBBOLD, P. R. (1975).—Fold propagation in single embedded layers. *Tectonophysics*, 27, 333-351.
- COBBOLD, P. R.; COSGROVE, J. W. y SUMMERS, J. M. (1971).—Development of internal structures in deformed anisotropic rocks. *Tectonophysics*, 12, 23-53.
- COWARD, M. P. (1976).—Strain within ductile shear zones. *Tectonophysics*, 34, 181-197.
- CRIMES, T. P., LEGG, A., MARCOS, A. y ARBOLEYA, M. (1977).—?Late Precambrian-lower Cambrian trace fossils from Spain. in T. P. CRIMES y J. C. HARPER (Eds.), *Trace fossils 2. Geol. Jour. Spec. Issue*, 9, 91-138.
- CURRIE, J. B., PATNODE, H. W. y TRUMP, R. P. (1962).—Development of folds in sedimentary strata. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 73, 655-674.

- CHAPPLE, W. M. (1969).—Fold shape and rheology. The folding of an isolated viscous-plastic layer. *Tectonophysics*, 7, 97-116.
- DE SITTE, L. U. (1958).—Boudins and parasitic folds in relation to cleavage and folding. *Geol. Mijnbouw*, 20, 272-286.
- DE SITTE, L. U. (1964).—*Structural geology* (2.<sup>a</sup> edic.). Mc Graw-Hill Book Co., New York, 551 pp.
- DUBEY, A. K. y COBBOLD, P. R. (1977).—Noncylindrical flexural slip folds in nature and experiment. *Tectonophysics*, 38, 223-239.
- ESCHER, A. y WATTERSON, J. (1974).—Stretching fabrics, folds and crustal shortening. *Tectonophysics*, 22, 223-231.
- FÄRBER, A. y JARITZ, W. (1964).—Die geologie des Westasturischen küstengebietes zwischen San Esteban de Pravia und Ribadeo (NW-Spanien). *Geol. Jb.*, 81, 679-738.
- FLINN, D. (1962).—On folding during three-dimensional progressive deformation. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 118, 385-433.
- GHOSH, S. K. (1966).—Experimental test of buckling folds in relation to strain ellipsoid in simple shear deformations. *Tectonophysics*, 3, 169-185.
- HANSEN, E. (1971).—*Strain facies*. Springer-Verlag, New York, 207 pp.
- HODGSON, R. A. (1961).—Classification of structures on joint surfaces. *Am. J. Sci.*, 259, 493-502.
- HUDESTON, P. J. (1973 a).—Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development. *Tectonophysics*, 16, 1-46.
- HUDESTON, P. J. (1973 b).—The analysis and interpretation of minor folds developed in the Moine rocks of Monar, Scotland. *Tectonophysics*, 17, 89-132.
- JOHNSON, A. M. (1970).—*Physical Processes in Geology*. W. H. Freeman & Co., San Francisco, 577 pp.
- JOHNSON, A. M. (1977).—*Styles of folding. Development in Geotectonics*, 11, Elsevier, Amsterdam, 404 pp.
- JOHNSON, A. M. y HONEA, E. (1975).—A theory of concentric, kink, and sinusoidal folding and of monoclinical flexuring of compressible, elastic multilayers. III. Transition from sinusoidal to concentric-like to chevron folds. *Tectonophysics*, 27, 1-38.
- MARCOS, A. (1971 a).—Las deformaciones hercínianas en el occidente de Asturias: la segunda fase de deformación y su extensión en el NW de la Península. *Brev. Geol. Astur.*, XV (1), 2-6.
- MARCOS, (1971 b).—Cabalgamientos y estructuras menores asociadas originados en el transcurso de una nueva fase hercíniana de deformación en el occidente de Asturias (NW de España). *Brev. Geol. Astur.*, XV (4), 59-64.
- MARCOS, A. (1973).—Las series del Paleozoico inferior y la estructura hercíniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 6, 1-113.
- MARCOS, A. y PÉREZ-ESTAUN, A. (in litt.).—Mapa geológico de España E. 1 : 50.000, hoja n.º 25 (Vegadeo). *Inst. Geol. Min. España*, Madrid.
- MARTÍNEZ, F. J. (1974).—Estudio del área metamórfica del NW de Salamanca (Cordillera hercíniana, España). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 7, 1-50.
- MARTÍNEZ-ÁLVAREZ, J. A., TORRES-ALONSO, M. y GUTIÉRREZ CLAVEROL, M. (in litt.).—Mapa geológico de España E. 1 : 50.000, hoja n.º 9 (Foz). *Inst. Geol. Min. Esp.*, Madrid.
- MARTÍNEZ CATAJÁN, J. R., GONZÁLEZ LODEIRO, F., IGLESIAS PONCE DE LEÓN, M. y DÍEZ BALDA, M. A. (1977).—La estructura del domo de Lugo y del anticlinorio del «Olla de Sapo». *Studia Geológica*, XII, 109-122.
- MATTE, Ph. (1964).—Remarques préliminaires sur l'allure des plis hercyniens en Galice orientale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 259, 1981-1984.
- MATTE, Ph. (1966).—La schistosité primaire dans l'arc hercynien de Galice; variation de son pendage parallèlement et perpendiculairement aux structures, et rôle des phases de déformation ultérieures. *In. Colloque sur les étages tectoniques*, 243-251, Neuchâtel.
- MATTE, Ph. (1968).—La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Geol. Alpine*, 44, 1-127.
- MATTE, Ph. (1969).—Les kink-bands-Exemple de déformation tardive dans l'hercynien du Nord-Ouest de l'Espagne. *Tectonophysics*, 7, 309-322.
- NISSEN, H. U. (1959).—Deformation und Kristallisation in nordwest-spanischen Küstengebirge bei Vivero. *Diss. Math. Natur. Fak.*, Univ. Münster, 303 pp.
- PÉREZ-ESTAUN, A. (1974).—On the formation of asymmetric folds. *Diss. M. Sc.*, Imperial College, Univ. London, 51 pp.
- PÉREZ-ESTAUN, A. (1978).—La estratigrafía y la estructura de la rama Sur de la Zona Arturoccidental-leonesa (W de León, NW de España). *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, Madrid.
- PÉREZ-ESTAUN, A. y MARTÍNEZ, F. J. (1978).—El Precámbrico del antiformal del Narcea en el sector de Tineo-Cangas de Narcea (NW de España). *Trab. de Geol.*, Univ. Oviedo, 10, 000-000.
- PRICE, N. J. (1966).—*Fault and joint development in brittle and semibrittle rocks*. Pergamon Press, New York, 176 pp.
- PRICE, N. J. (1967).—The initiation and development of asymmetrical buckle folds in non-metamorphosed competent sediments. *Tectonophysics*, 4, 173-201.
- RAMBERG, H. (1963).—Evolution of drag folds. *Geol. Mag.*, 100, 97-106.

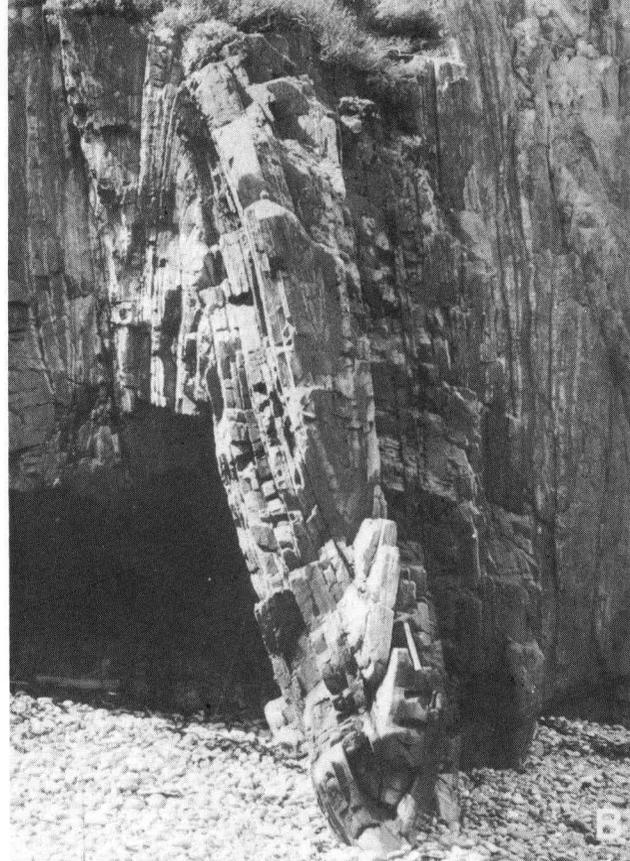
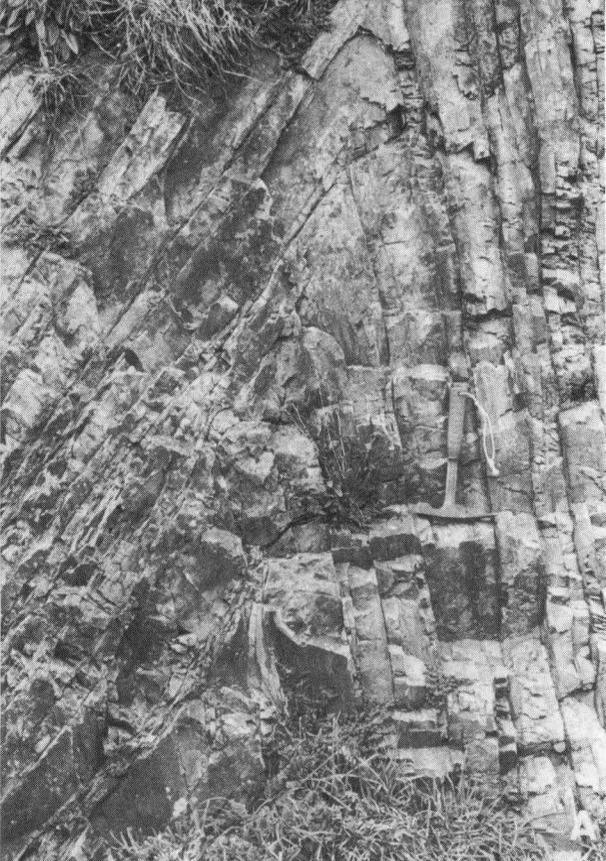
- RAMBERG, H. (1964).—Selective buckling of composite layers with contrasted rheological properties. A theory for simultaneous formation of several orders of folds. *Tectonophysics*, 1, 307-341.
- RAMSAY, D. M. y STURT, B. A. (1973).—An analysis of noncylindrical and incongruous fold pattern from the Eo-Cambrian rocks of Sorøy Northern Norway. I. Noncylindrical, incongruous and aberrant folding. *Tectonophysics*, 18, 81-107.
- RAMSAY, J. G. (1962).—The geometry and mechanics of formation of «similar» type folds. *J. Geol.*, 70, 309-327.
- RAMSAY, J. G. (1967).—*Folding and Fracturing of rocks*. Mc Graw-Hill, New York, 568 pp.
- RAMSAY, J. G. (1974).—Development of chevron folds. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 1741-1754.
- RAMSAY, J. G. y GRAHAM, R. H. (1970).—Strain variation in shear belts. *Canadian J. of Earth Sci.*, 7, 786-813.
- RIEMER, W. (1965).—Untersuchungen am Ostrand der galicischen Kristallinzone (Spanien). *Neues Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 121, 174-284.
- SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. M. (1966).—Estratigrafía y tectónica de la región de Foz (Norte de Lugo). *Tesis doctoral*, Univ. Oviedo.
- SHERWIN, J. A. y CHAPPLE, W. M. (1968).—Wavelengths of single layer folds: a comparison between theory and observation. *Am. J. Sci.*, 266, 167-179.
- WALTER, R. (1965).—Die unterschiedliche Entwicklung des alt-Paläozoikums östlich und westlich des kristallins von Vivero-Lugo (Nordwest-Spaniens). *Neues Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 12, 740-753.
- WALTER, R. (1966).—Resultado de investigaciones geológicas en el Noroeste de la Provincia de Lugo (NO España). *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 89, 7-16.
- WALTER, R. (1968).—Die Geologie in der nordöstlichen Provinz Lugo (Nordwest-Spanien). *Geotekt. Forsch.*, 27, 3-70.
- WEISS, L. E. (1968).—Flexural-slip folding of foliated model materials. In: A. J. BAER y D. K. NORRIS (Eds.). *Proc. Conference on Research in Tectonic. Geol. Survey of Canada*, 68-52, 294-357.

LAMINAS

## LAMINA I

Pliegues  $F_1$  desarrollados en la Serie de los Cabos de la Sección de Tapia de Casariego.

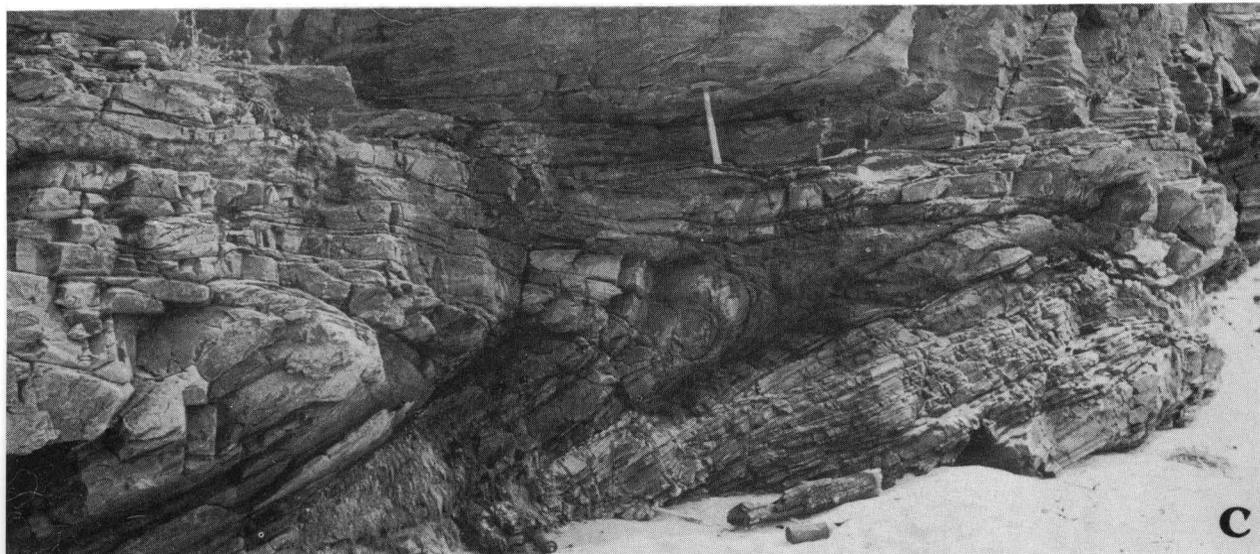
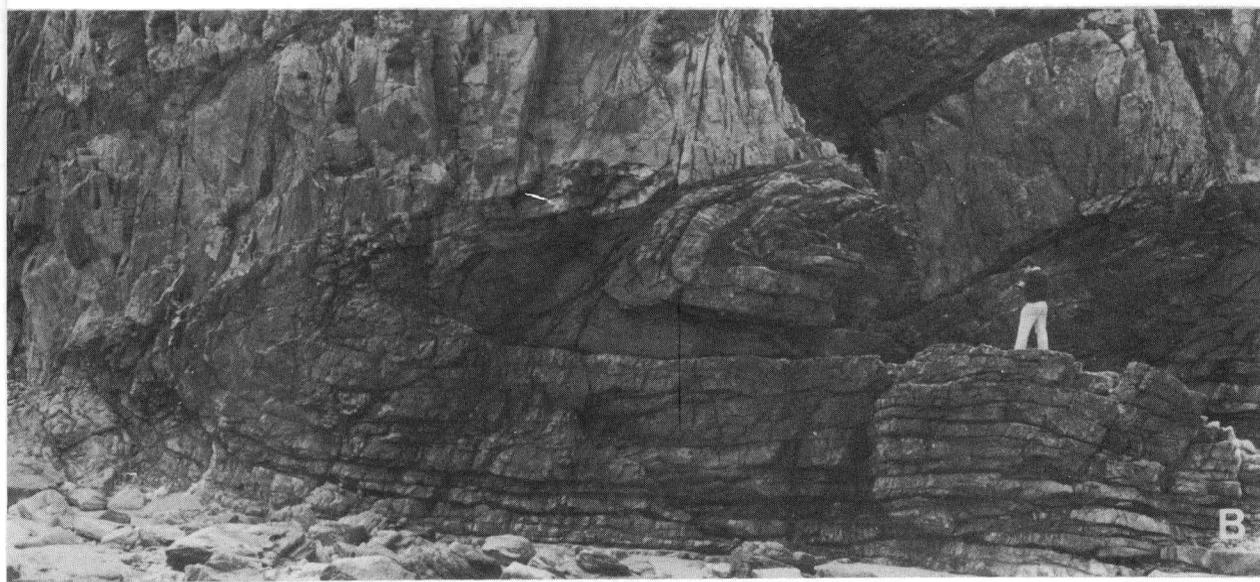
- A) Pliegue «chevron» aplastado con espacios de dilatación en las zonas de charnela.
- B) Pliegue similar fuertemente aplastado.
- C) Pliegues  $F_1$  localizados en el Puerto de Tapia. Obsérvese como el anticlinal de la izquierda progresa desde un pliegue similar en el núcleo hasta un pliegue «chevron» hacia el arco externo. Asimismo, se pueden observar algunas fallas de flanco.



## LAMINA II

Pliegues  $F_1$  desarrollados en la Formación Cándana de la Sección de la playa de Benquerencia.

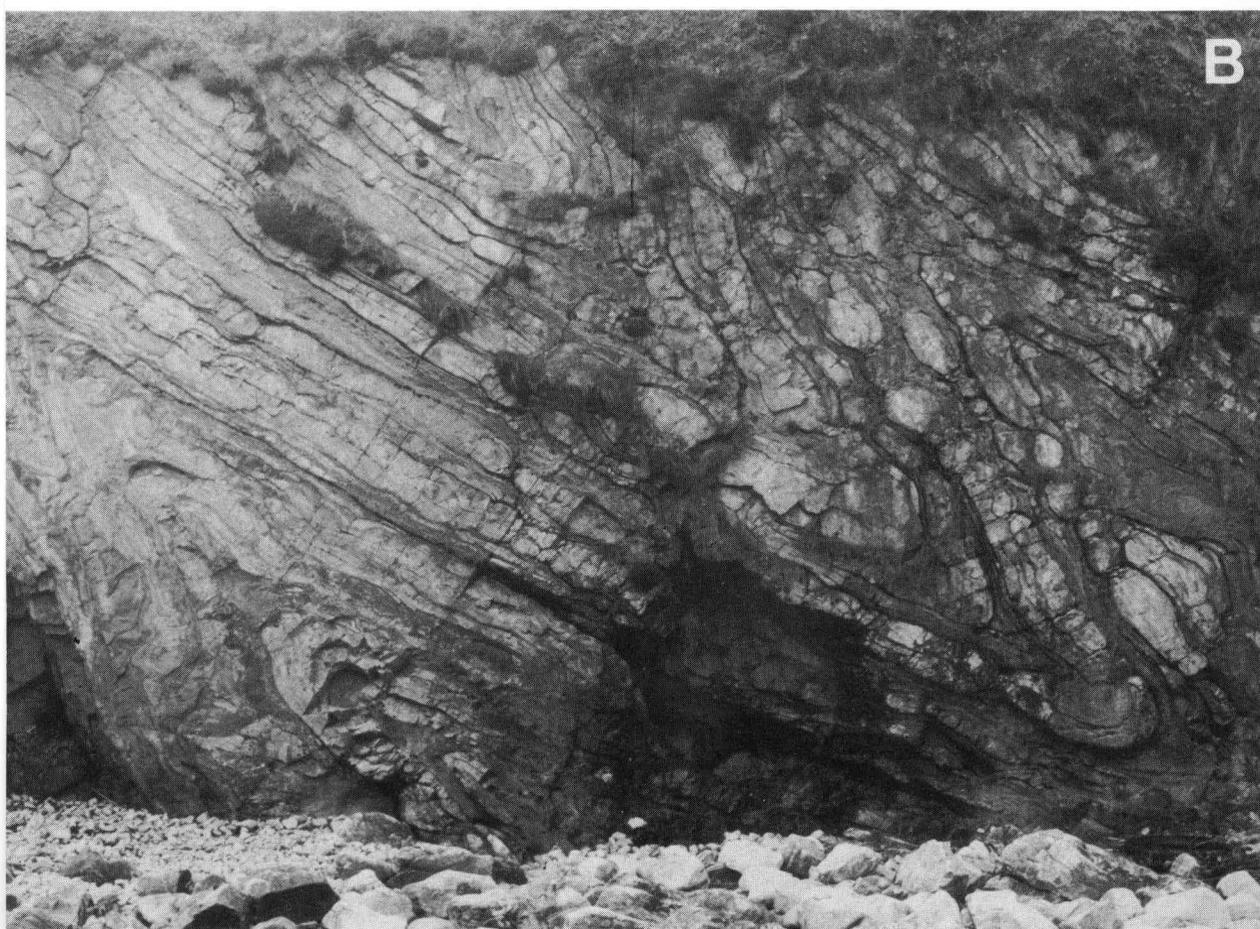
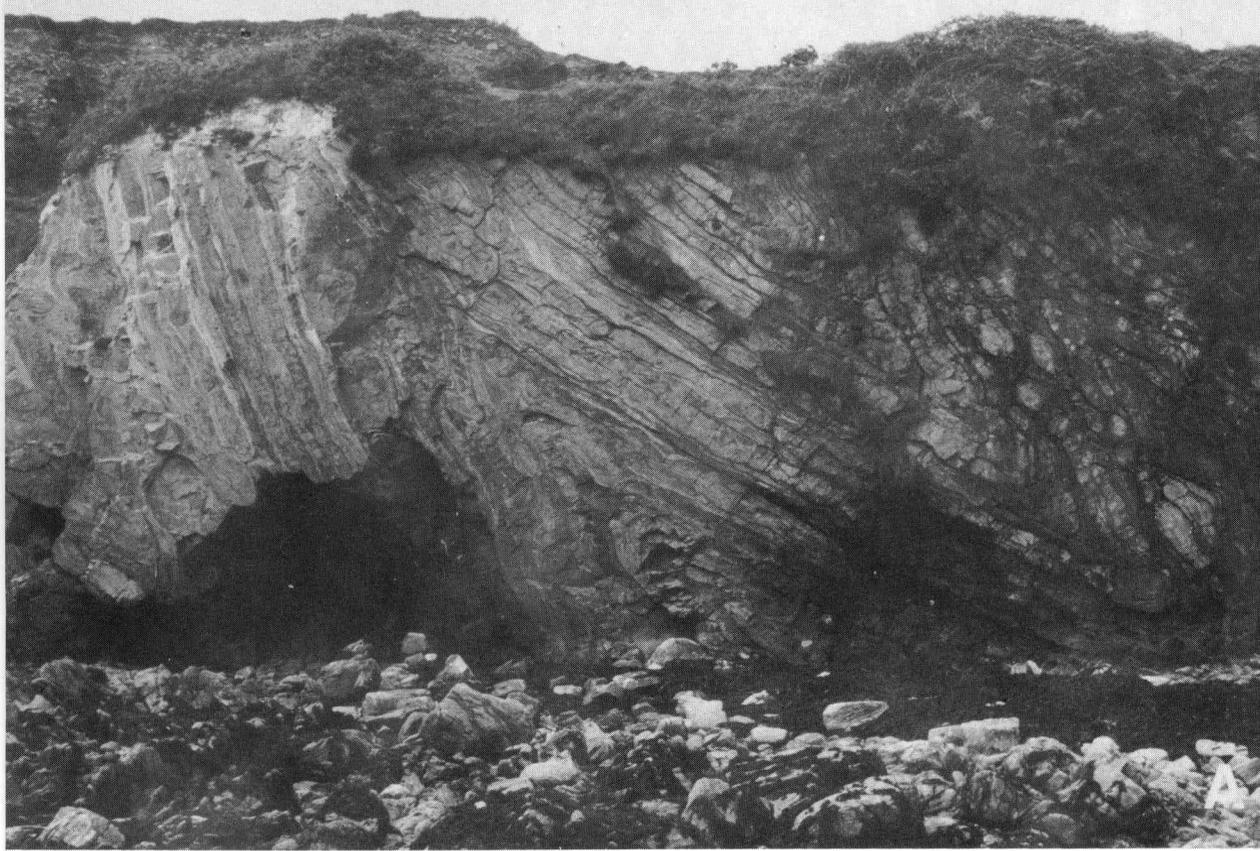
- A) Pliegue «chevron» aplastado mostrando estructuras de acomodación propias de este tipo de pliegues.
- B) Pliegue con charnela estrecha y flancos rectos cortado por un dique de felsita.
- C) Pliegue con geometría próxima al tipo «chevron» mostrando espacios de dilatación en la charnela rellenos por material incompetente y un colapso de charnela.



### LAMINA III

Pliegues F<sub>1</sub> desarrollados en la Formación Cándana de la sección de Burela.

- A) Pliegues tipo «chevron» en los cuales el aplastamiento ha dado lugar a un proceso de «boudinage» y a fracturas de tensión subperpendiculares al plano axial. A la izquierda se observan algunos pliegues con morfología tipo «pinch».
- B) Detalle de la fotografía anterior.



## LAMINA IV

Pliegues  $F_1$  desarrollados en la Formación Cándana de la sección de Burela.

A) Pliegue con núcleo similar que hacia la periferia se agudiza tendiendo al tipo «chevron». En la transición entre ambos tipos se observa un importante espacio de dilatación relleno de material incompetente.

B) Pliegue desarrollado en una gruesa capa competente cuya morfología conserva rasgos del pliegue concéntrico.



## LAMINA V

Distintos aspectos del «boudinage» sufrido por los Pliegues  $F_1$  de la sección de Burela durante el proceso de aplastamiento.

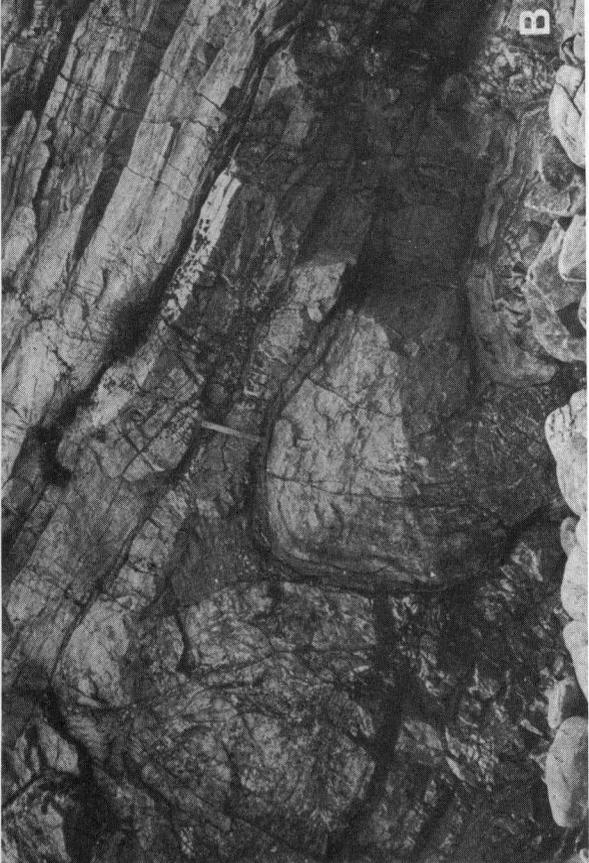


## LAMINA VI

Pliegues  $F_1$  desarrollados en la Formación Cándana de la Sección de Burela.

A) Pliegues con morfología tipo «pinch».

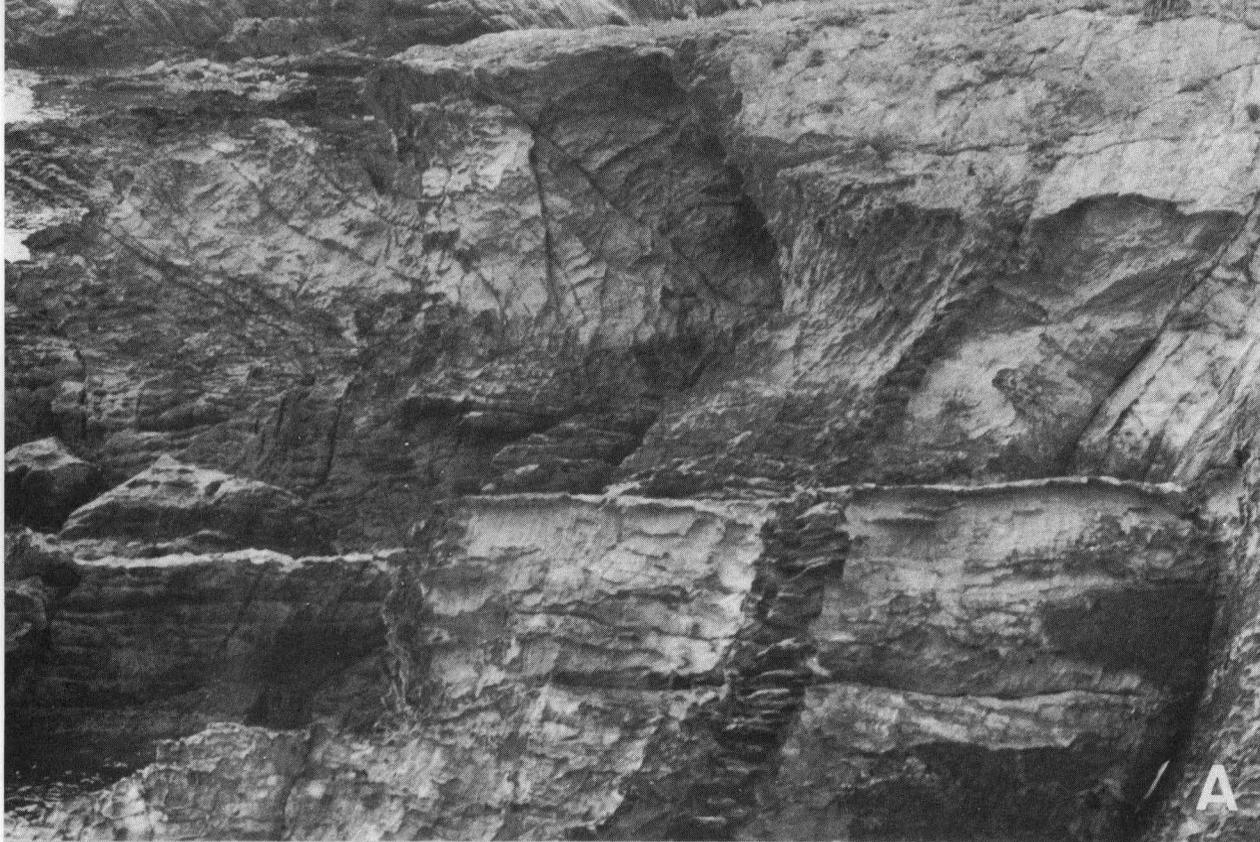
B y C) Espacios de dilación en las zonas de charnela rellenos por material incompetente.



## LAMINA VII

Pliegues  $F_1$  desarrollados en Serie de los Cabos de la Sección de Río.

- A) Zona de charnela de un pliegue mayor de 2.º orden en relación en el cual se desarrollan los pliegues menores analizados en esta sección. Obsérvese el claro predominio del material incompetente.
- B) Pliegues angulosos, próximos al tipo «chevron» desarrollados en una capa competente (arenisca) que evoluciona a formas redondeadas en el material incompetente (alternancia de pelitas y siltitas).

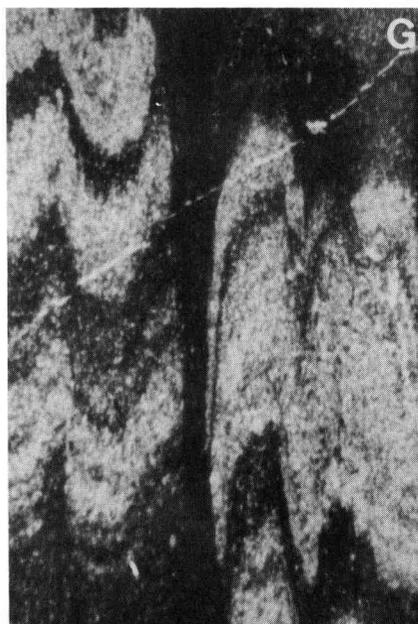
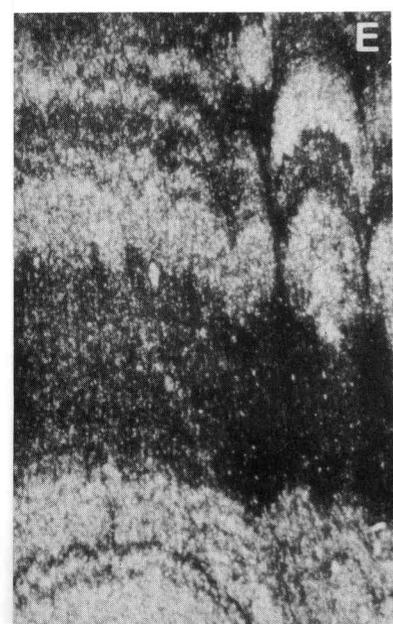
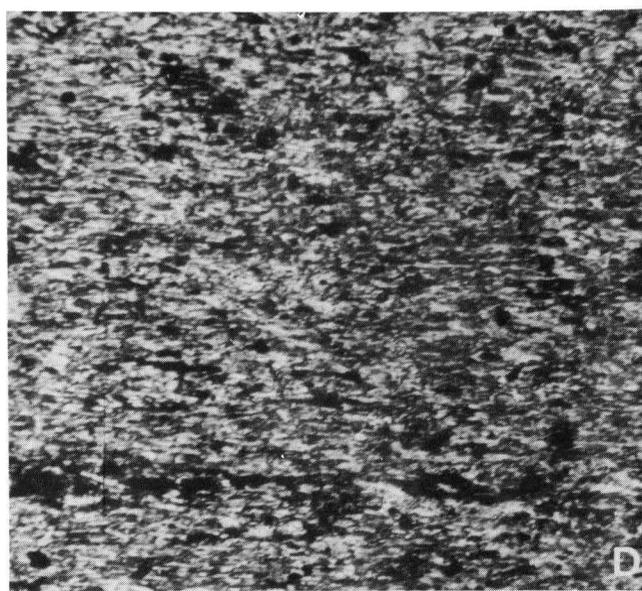
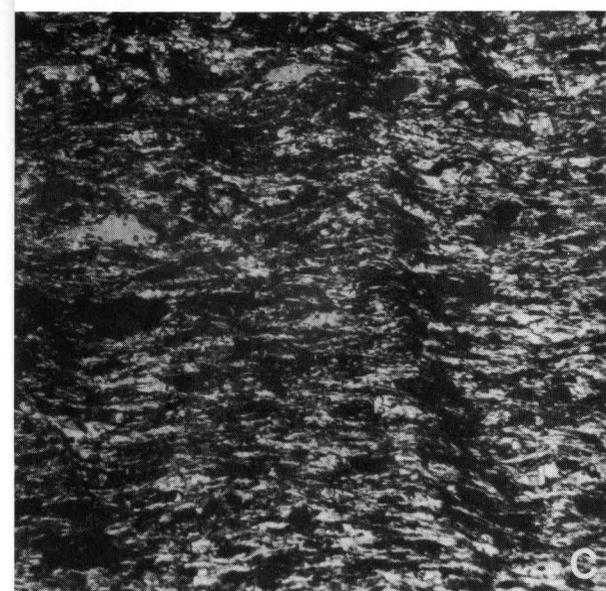


## LAMINA VIII

Microfotografías mostrando diversos aspectos de la esquistosidad S<sub>1</sub>.

A y B) «Schistosity» definida por la orientación dimensional preferente de los filosilicatos, principalmente moscovita y biotita, y en menor grado del cuarzo; esquistos de la Formación Cándana (70X).  
C y D) «Slaty cleavage» desarrollado en los niveles pelíticos de la Serie de los Cabos de la zona de Tapia de Casariego (290X).

E, F y G) «Slaty cleavage» desarrollado en materiales de la Serie de los Cabos. Se pueden observar abundantes señales de disolución por presión (28X).



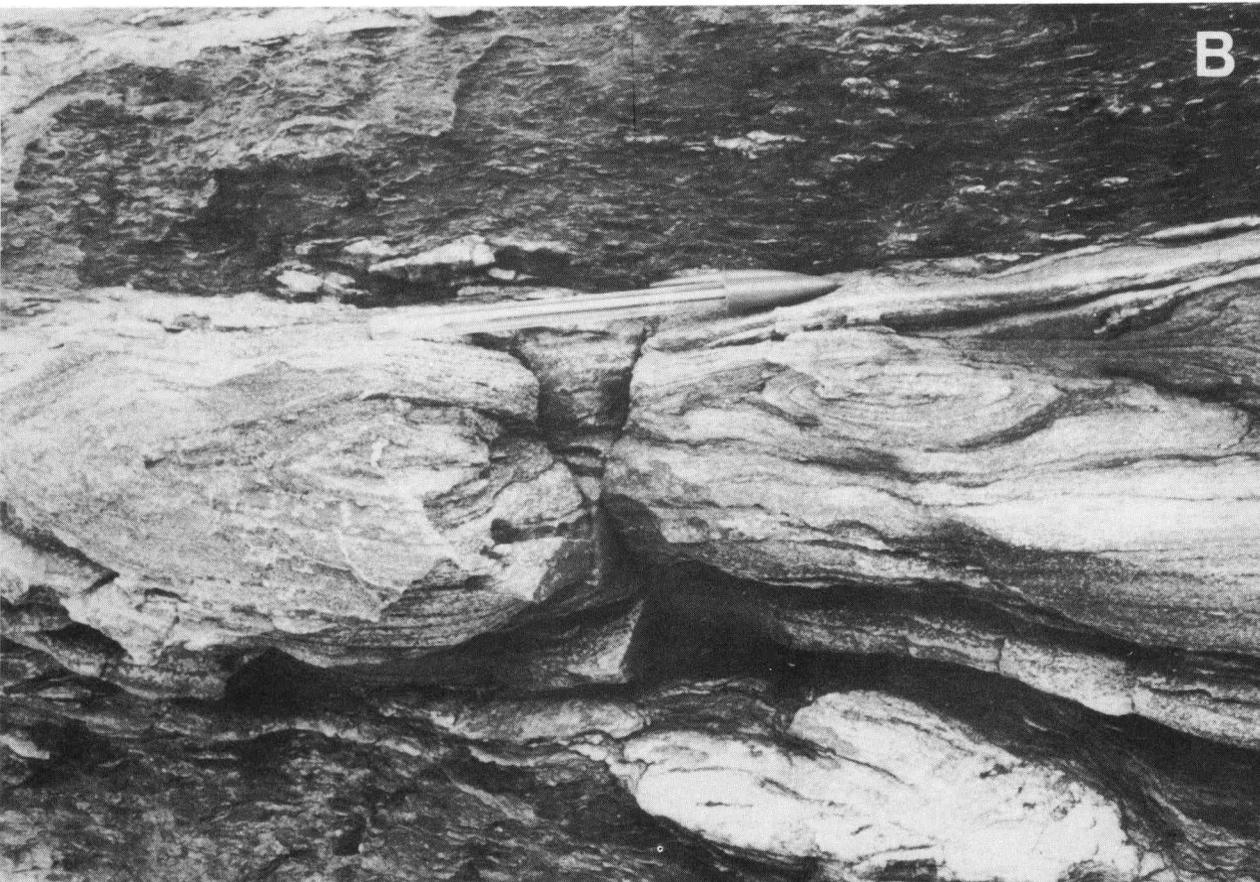
## LAMINA IX

Aspecto que presentan los pliegues  $F_2$  donde se destaca su marcado carácter asimétrico. Punta del Preverso, al E de la playa de Areoura.



## LAMINA X

- A) Pliegues  $F_2$  con charnelas curvas mostrando una disposición sigmoidal. Punta Riomar.
- B) Formas cerradas obtenidas por la erosión de pliegues  $F_2$  con charnelas curvas. Punta dos Cabras, al E de la playa de Areoura.



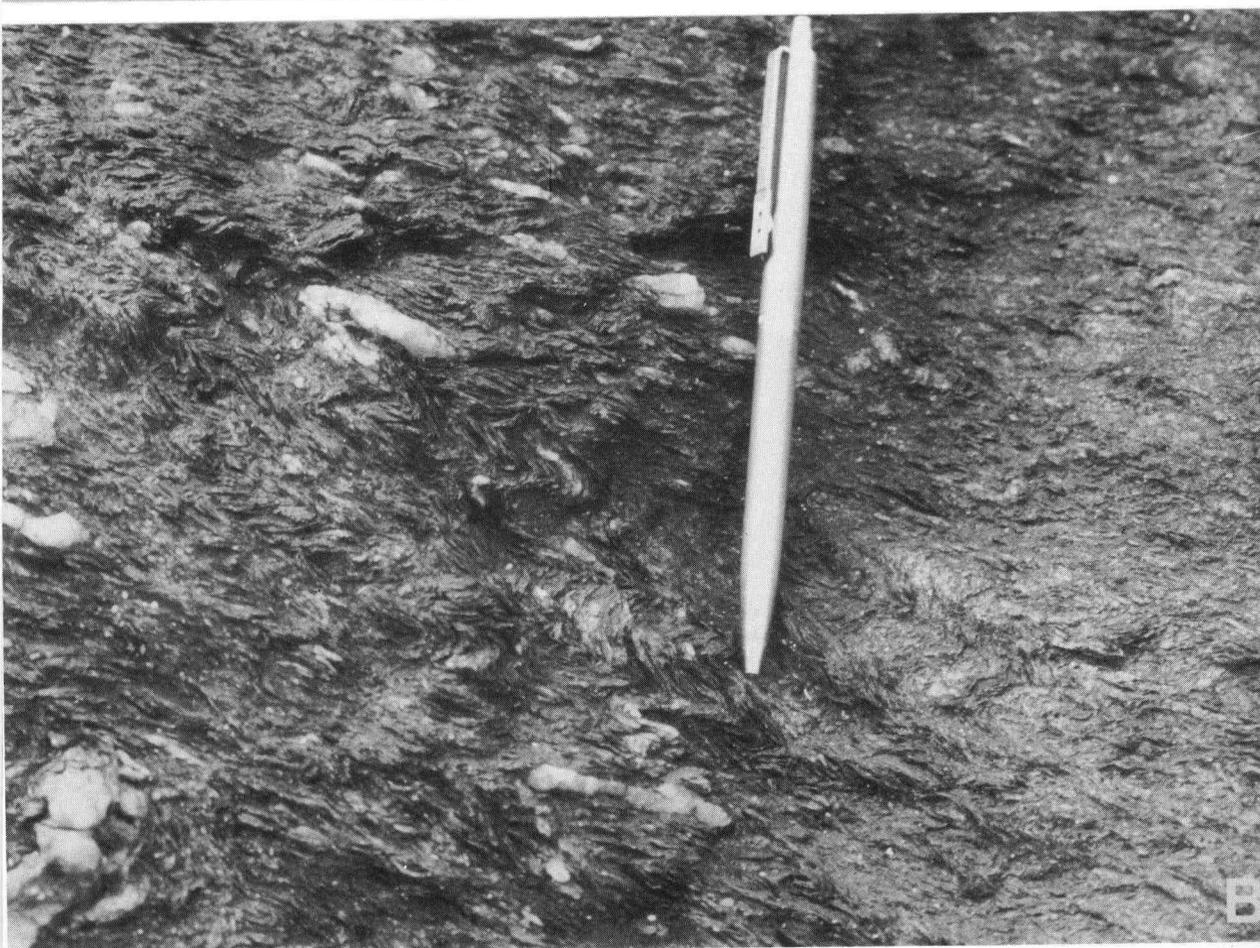
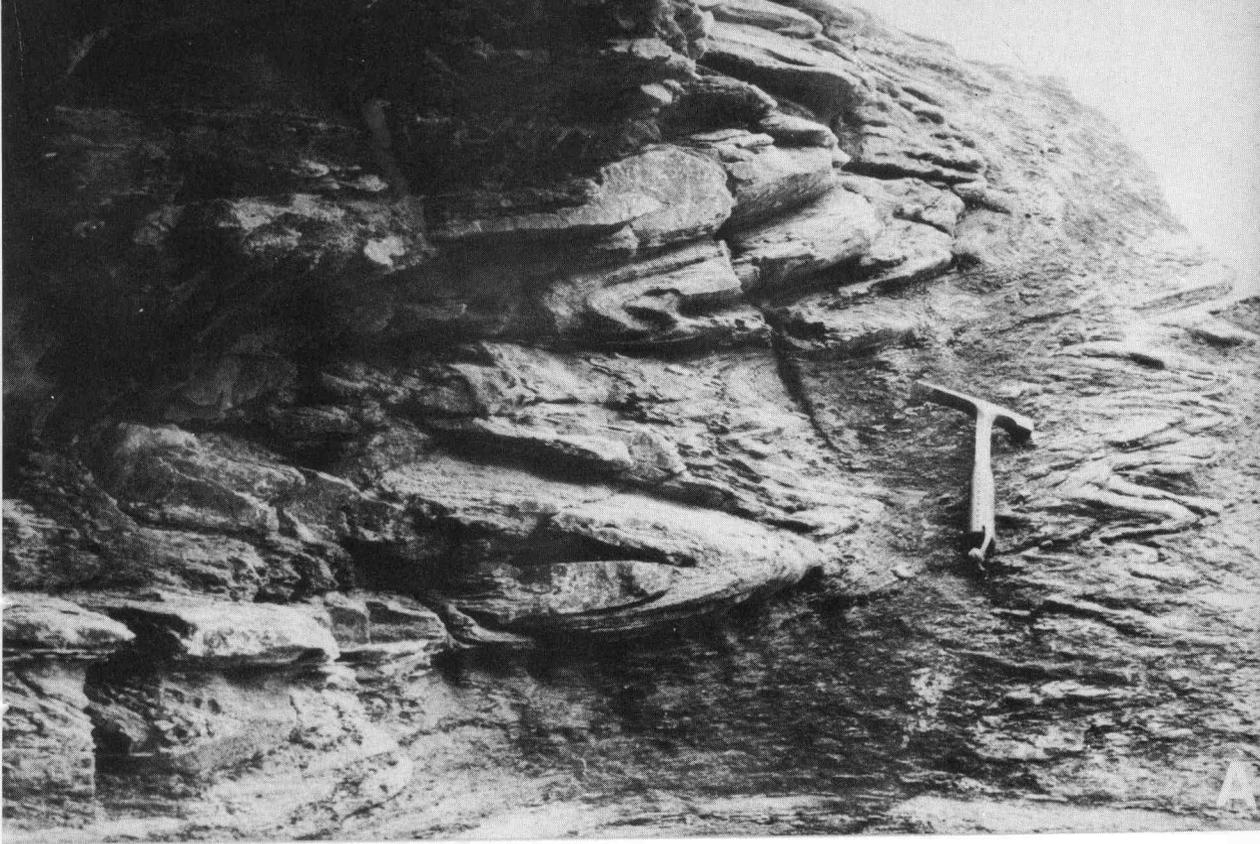
## LAMINA XI

- A) Pliegues  $F_2$  con charnelas curvas que se atenúan longitudinalmente y que presentan localmente una disposición «en echelon». Punta das Cabras, al E de la playa de Areoura.
- B) Pliegues  $F_2$  asimétricos y fuertemente apretados. Acantilado de la costa cerca de Cangas de Foz.



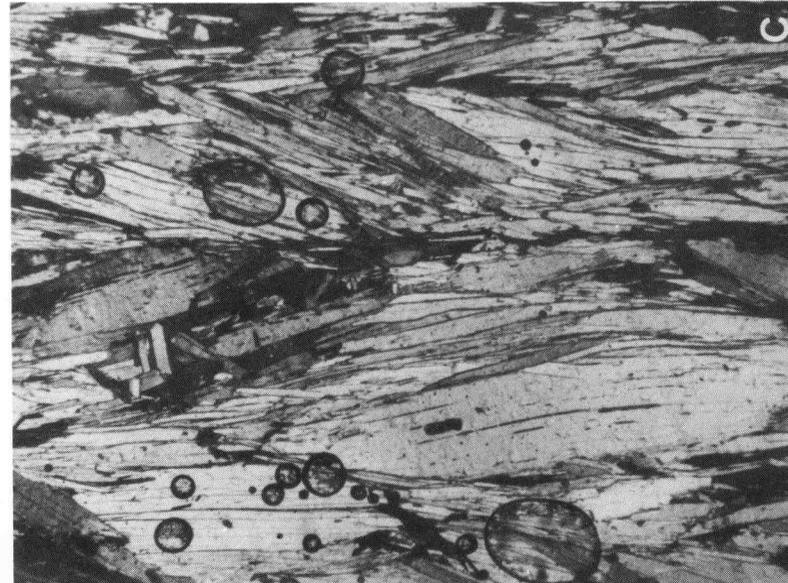
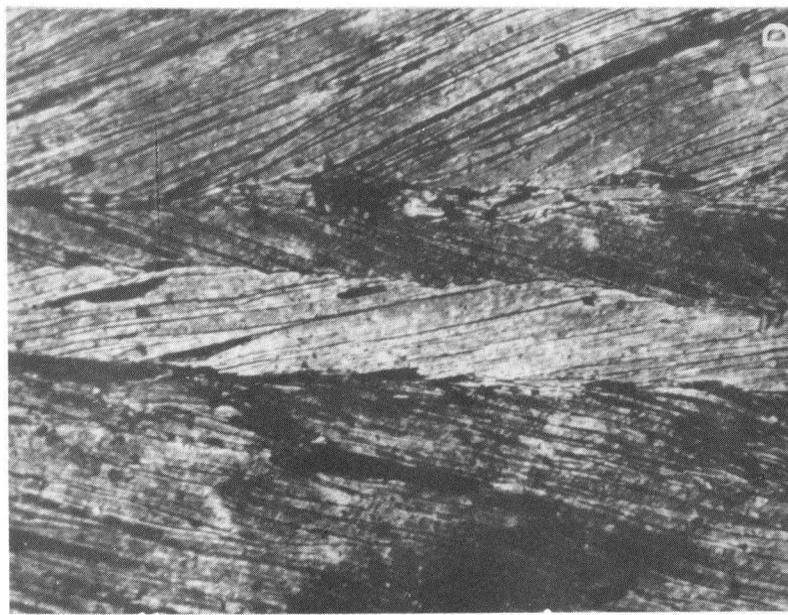
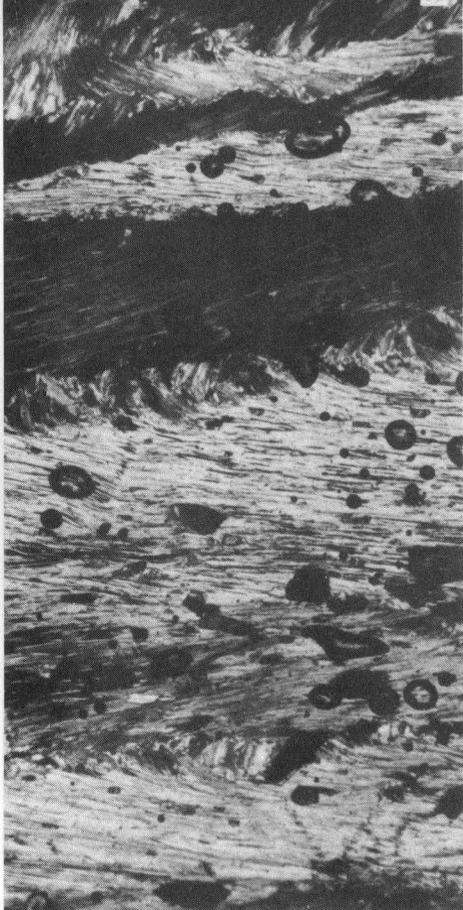
## LAMINA XII

- A) Morfología que presentan los pliegues  $F_2$ . Obsérvese como la longitud de onda está influida por el espesor de las capas del «multilayer». Punta del Preverso, al E de la playa de Areoura.
- B) Aspecto de campo de la crenulación  $S_2$  desarrollada en esquistos micáceos, con abundancia de micropliegues tipo «chevron». Punta Riomar.



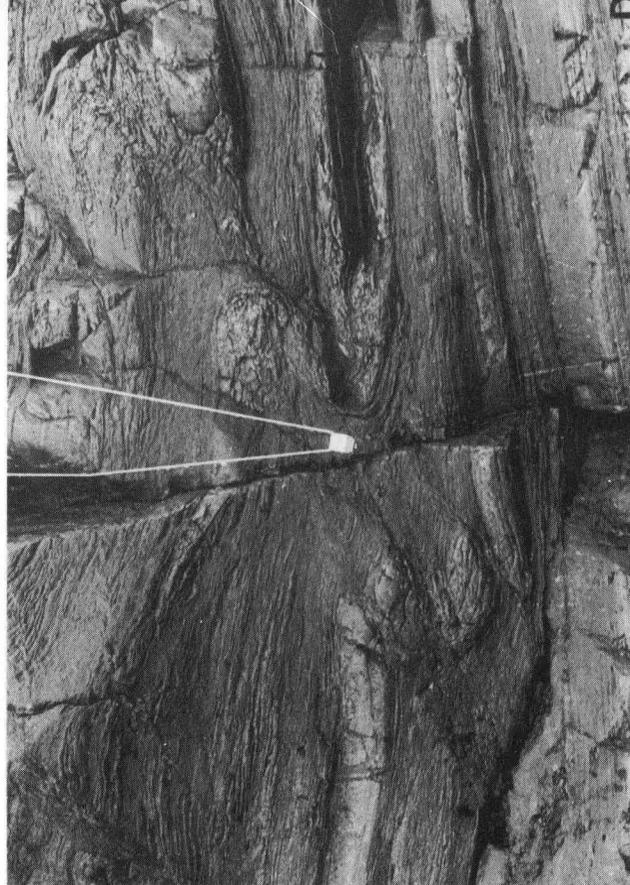
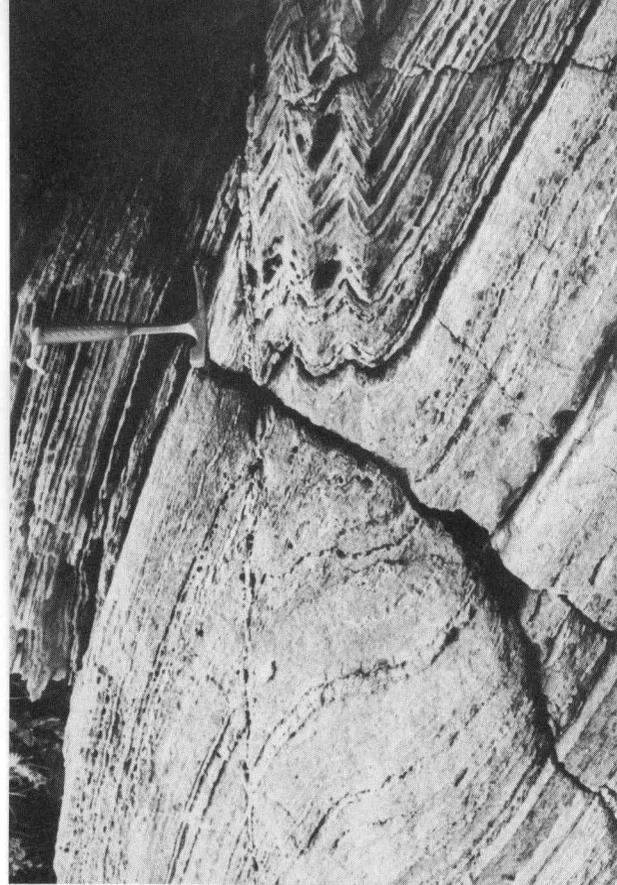
## LAMINA XIII

Microfotografías mostrando algunos aspectos de la esquistosidad de crenulación  $S_2$ . Los micropliegues presentan una geometría variable desde micropliegues tipo «chevron» muy apretados (Fotos B y C) a micropliegues con geometría tipo «kink» (Foto A). Todos los micropliegues evidencian una recristalización importante de las micas que aparecen poligonizadas sobre los micropliegues. En la foto C la recristalización de las micas es tan intensa que casi llega a destruir parcialmente los micropliegues. Fotos A, E y D, X290; Fotos C y B, X70.



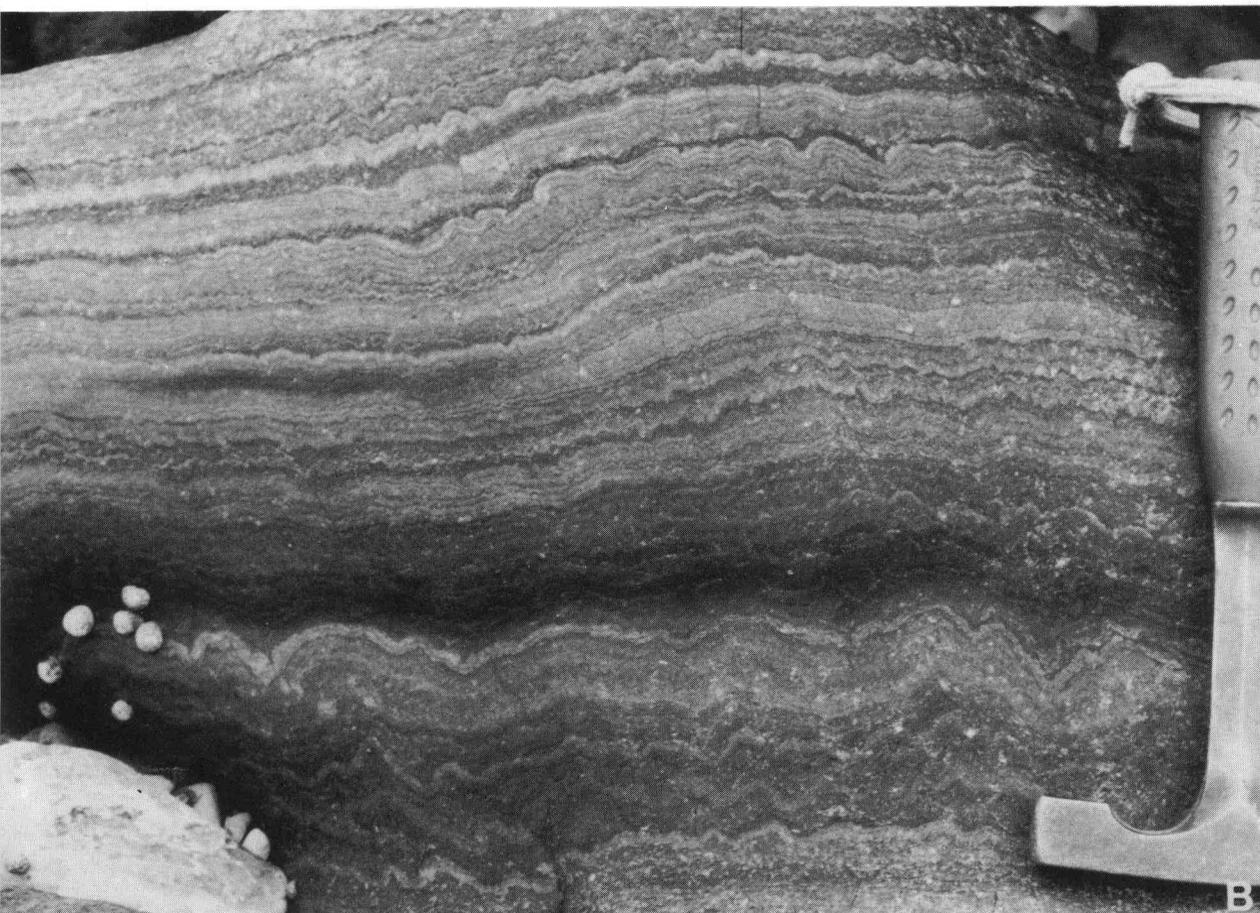
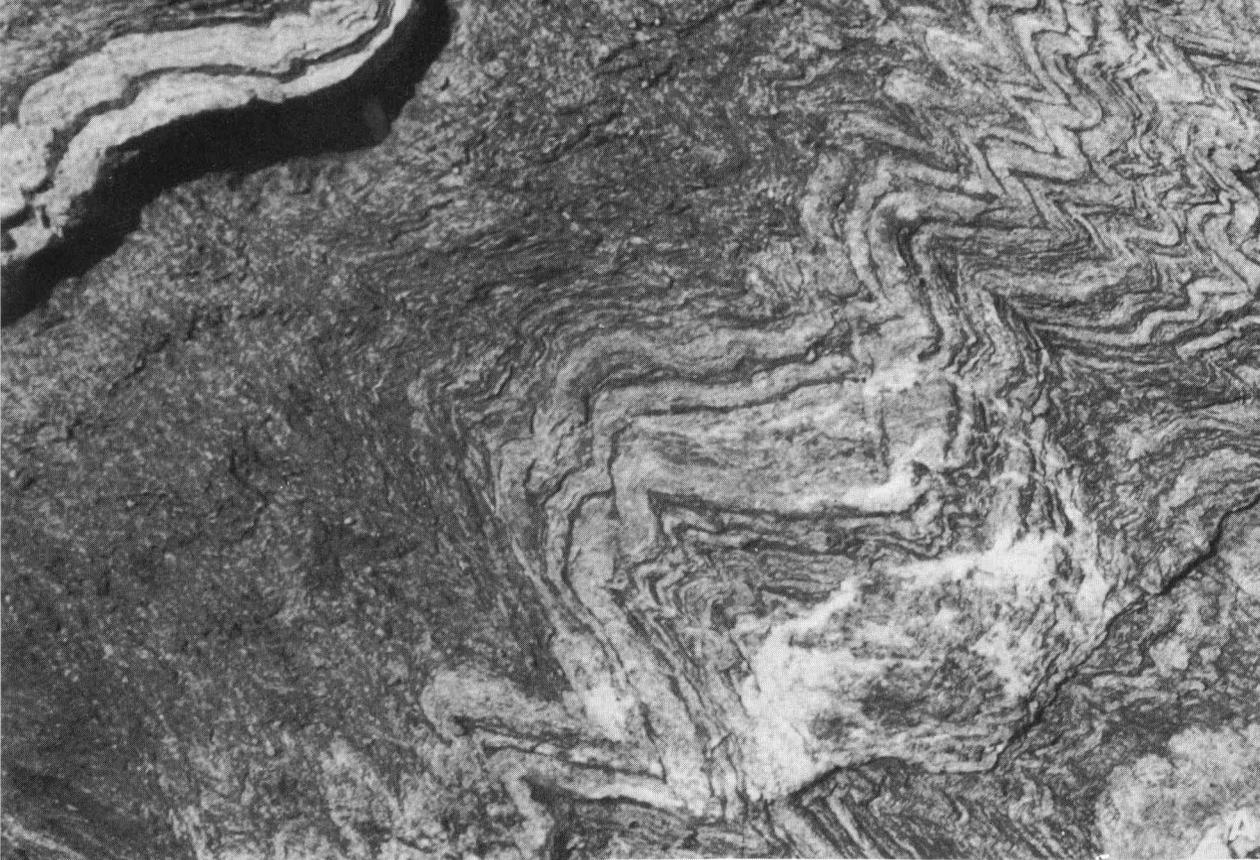
## LAMINA XIV

Pliegues menores  $F_3$  desarrollados en la Formación Cándana del sector Foz-Burela. Se puede observar su carácter marcadamente asimétrico, con desarrollo de pliegues de pequeño tamaño en los flancos cortos. En relación con estos pliegues se observan fallas paralelas a los planos axiales (B), fracturas radiales en los materiales competentes (C) y figuras de interferencia por la superposición de  $F_3$  y  $F_1$  (D).



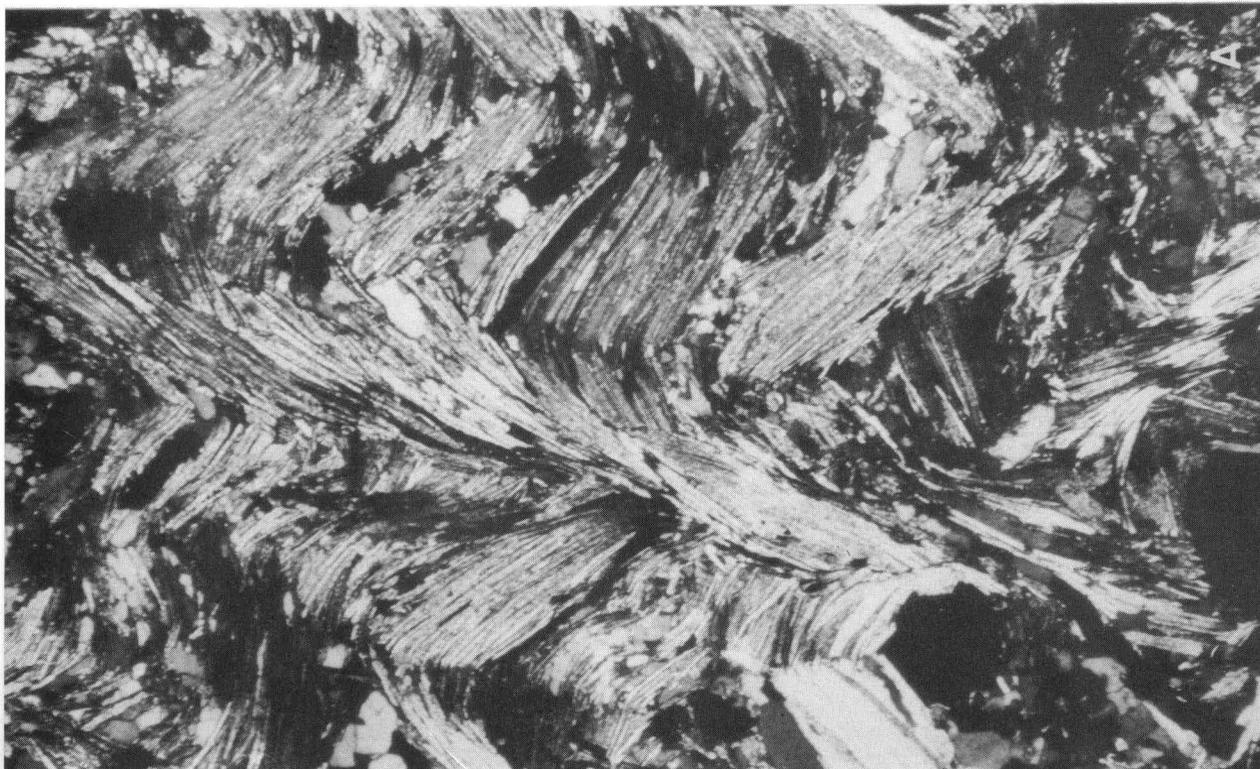
## LAMINA XV

Detalle de los pliegues de pequeño tamaño desarrollados en los flancos cortos de los pliegues menores  $F_3$ . Se observa como la longitud de onda varia en función de las características del «multilayer».



## LAMINA XVI

Microfotografías mostrando algunos aspectos de la crenulación  $S_3$ . Se trata de micropliegues redondeados, bastante abiertos y que pliegan la esquistosidad  $S_1$  y la crenulación  $S_2$  (ver micropliegues  $S_2$  plegados en fotos B y C). Foto A, X100; Fotos B y C, X80.



## LAMINA XVII

- A y B) Kink-bands transversales de diferentes tamaños desarrollados en la Serie de los Cabos. Alrededores de la playa de los Castros.
- C) Detalle de kink-bands transversales mostrando grietas de tensión «en echelon». Inmediaciones playa de los Castros.
- D) Detalle de la superficie de una diaclasa del grupo transversal mostrando estructuras plumosas.

