TRABAJOS DE GEOLOGIA, n.º 8, Fac. de Ciencias, Universidad de Oviedo
pp. 203-309, 19 figs., 32 láms. 1976

LA ESTRUCTURA DE LA REGION DEL CABO PEÑAS

Por
M. JULIVERT (*)

ABSTRACT

The Cape Peñas area is situated in the Cantabrian zone, close to the Narcea antiform, that is, close to the boundary between the Cantabrian and the Westasturian-leonese zones. As is well known, the Cantabrian zone lacks, in general, a cleavage and metamorphism, in contrast with the Westasturian-leonese zone. The area described in this paper, although within the Cantabrian zone, shows a certain development of minor structures, and this permits the elucidation of a succession of tectonic events that can be taken as a model for part of the Hercynian orogen in Northwest Spain.

The deformation has a polyphase character, with two main tectonic events. The first phase of deformation was related to the generation of a weak slaty cleavage or a pressure solution cleavage. The second phase produced local crenulation cleavages and kink bands.

The development of the first deformation can be followed rather well, as there are many minor structures which generation was not synchronous. The first phase gave way to recumbent and asymmetric folds facing to the East. The precise geometry of the largest of these folds is difficult to determine, but lesser folds approach a chevron geometry modified by flattening.

As said before, the progression of the deformation during the first phase can be followed due to the relative abundance of minor structures. The first structures to generate were wedges in the competent beds, giving rise to telescoping of the beds. These structures were formed before and /or at the begining of folding, as they are folded and intersected by slaty cleavage. The incompetent beds are unafected by these structures, inditating that, as wedges were formed in the competent beds, they were suffering contraction in a more or less homogeneous way.

Once the folds began to form, they progressed according to the principles governing the formation of chevron folds, until a certain degree of shortening was reached; then, cleavage started to form, and folds suffered flattening. During the latest stages of evolution of the folds, conjugated normal kink bands and conjugate systems of fractures, with a symmetric disposition in relation to the axial plane of the folds, were formed. Boudins, common in the limbs of the folds, were formed also in late stages of evolution of the folds, as is indicated by relatioships with the normal kink bands refered to above.

Finally, some thrusts form the latest structures related to the first deformation phase.

All the structures described, and apart from the more or less rotational character of the deformation, are structures that indicate a similar position of the strain ellipsoid, with the extensión axis normal to the axis of the folds, and contained in its axial plane, and the shorter axis normal to the axial plane of the folds.

The structures generated during the second phase of deformation indicate a complete change in the position of the strain ellipsoid. The first phase structures are deformed by open folds with steep-dipping axial planes, often with the geometry of kink bands. Folds of the first and second phases are homoaxial, but their axial planes intersect at high angles. Crenulation cleavages and kink bands are generated during the second phase.

Finnally, still latter deformations gave rise to some structures orientated radially with respect to the Asturian arc.

(*) Departamento de Geotectónica. Universidad de Oviedo.

INTRODUCCION

En publicaciones anteriores se dio a conocer la estructura de despegue de la zona cantábrica (JULIVERT 1971) y los sistemas de pliegues que con posterioridad se desarrollaron, deformando las estructuras de despegue y dando lugar además entre sí a diversas estructuras de interferencia (JULIVERT & MARCOS 1973).

De acuerdo con los datos expuestos en los trabajos anteriormente citados, la estructura de la zona cantábrica se puede esquematizar como consistente en una serie de escamas y mantos de despegue vergiendo hacia la parte cóncava del arco y deformados por dos sistemas de pliegues que se entrecruzan: un sistema arqueado (es decir formado por pliegues que describen el arco asturiano) y otro radial con respecto al arco.

Las estructuras de despegue son muy visibles en la cartografía por aparecer siempre la Formación Láncara (Cámbrico inferior y medio) en la base de todas las unidades despegadas. Estas estructuras son las que han servido de base para una subdivisión de la zona cantábrica (JULIVERT 1967) en varias unidades que de W a E son: 1) Región de pliegues y mantos; 2) Cuenca carbonífera central; 3) Región del manto del Ponga; 4) Región de los Picos de Europa; 5) Región del Pisuerga-Carrión. El límite W de la zona cantábrica lo constituye el Antiforme del Narcea, en cuyo núcleo afloran terrenos precámbricos.

Ahora bien, aunque la existencia de un despegue generalizado en la base de la Formación Láncara y la existencia por tanto de una serie de escamas y mantos de despegue sea un rasgo destacado de la estructura de la zona cantábrica, hay una parte de la misma en la que estas estructuras no se manifiestan. En efecto, en la región de pliegues y mantos se pasa de SE a NW, de una estructura típica en mantos de despegue (Manto del Esla, unidades de La Sobía-Bodón y Somiedo-Correcilla, en la rama S del arco) a una estructura de pliegues (región del Cabo Peñas), de un modo similar al cambio de estructura que se produce entre los Apalaches meridionales y centrales (JULIVERT 1971, JULIVERT, MARCOS & PÉREZ ESTAUN *in litt.)*. Este hecho se manifiesta claramente en la cartografía por la desaparición de los afloramientos de la Formación Láncara a partir del paralelo de Grado-Oviedo hacia el N.

Así pues, existe un sector en la zona cantábrica (concretamente en la región de pliegues y mantos) en la cual la fase de deformación que en el resto de la zona cantábrica originó las estructuras de despegue, dio lugar a pliegues. Ahora bien, mientras que las estructuras de despegue han sido ya bastante investigadas, a la zona plegada de Cabo Peñas se ha prestado mucho menos atención hasta el punto de que ni siquiera se ha definido hasta el presente cuál es la geometría de los pliegues a los que da paso la desaparición de las estructuras de despegue.

Este hecho se debe probablemente a que las interferencias de dos sistemas de pliegues que deben ser aproximadamente homoaxiales (pliegues que han sustituido a los cabalgamientos y pliegues del sistema arqueado) son más difíciles de poner en evidencia que los efectos de un plegamiento posterior sobre un sistema de mantos y escamas de despegue. A modo puramente orientativo puede decirse que las estructuras superpuestas que se puede esperar encontrar en el área considerada, de acuerdo con

el conocimiento que actualmente se tiene de la zona cantábrica son: 1) pliegues generados simultáneamente con las estructuras de despegue situadas más al S; 2) pliegues del sistema arqueado más o menos homoaxiales con los primeros; 3) pliegues del sistema radial, y en general estructuras radiales, o sea más o menos transversales a las estructuras anteriormente citadas.

Aunque una interpretación tectónica adecuada del área más septentrional de la región de pliegues y mantos no haya sido hasta el presente hecha, ello no significa que no existan datos referentes a esta región. Por el contrario, en la actualidad se dispone ya de una cartografía prácticamente completa del área, y es por ello precisamente que pueden empezar a abordarse ya estudios tectónicos más completos. Referentes concretamente al área de Cabo Peñas existen las dos hojas n.º 13 (Avilés) y n.º 14 (Gijón) del Mapa Geológico de España a escala 1 : 50.000 (segunda serie) y del área situada algo más al S se encuentran actualmente en publicación las hojas n.º 27 (Tineo), n.º 28 (Grado) y n.º 51 (Belmonte).

La simple lectura de la cartografía citada ilustra en realidad poco sobre la superposición de estructuras que afecta al área, debido al carácter homoaxial de las dos primeras deformaciones y al poco desarrollo que tienen en el área las estructuras radiales. Por consiguiente, para poner de manifiesto la sucesión de acontecimientos tectónicos se requiere el levantamiento de un corte detallado y el estudio de las estructuras menores que en este sector de la zona cantábrica (próximo al antiforme del Narcea) se manifiestan ya abundantemente. El corte escogido es el que proporciona el acantilado desde el Cabo Peñas hacia el SE, entre el Cabo Peñas y Antromero. El presente trabajo va a centrarse por tanto en el estudio de este corte, y sólo al final del mismo se intentará extender las conclusiones alcanzadas, a un área mayor, y se procuraran establecer las relaciones con las estructuras de despegue situadas más al S.

LOS MATERIALES

El estudio estratigráfico del sector del Cabo Peñas se hace en otra publicación que aparece en este mismo volumen de «Trabajos de Geología» (JULIVERT & TRUYOLS 1976). Aquí, por consiguiente, se va a dar tan sólo una enumeración de las unidades litoestratigráficas del Paleozoico, recordando que precisamente el corte de Cabo Peñas, juntamente con el de Cabo Vidrias (que corresponde a la misma estructura), son los dos únicos cortes de la zona cantábrica en los que la sucesión paleozoica no presenta lagunas estratigráficas. La sucesión paleozoica es de abajo arriba la siguiente:

1) Areniscas de La Herrería, 1.000 a 1.500 m de espesor, edad Cámbrico inferior, no afloran en el corte de Peñas. 2) Formación Láncara, calizas y dolomías, espesor 150 a 225 m, edad Cámbrico inferior y medio, no afloran en el corte de Peñas. 3) Formación Oville, areniscas y pizarras alternantes, espesor 800 m, edad Cámbrico medio, superior (?) y Tremadoc (?); no aflora en el corte de Peñas. 4) Cuarcita de Barrios, cuarcita blanca equivalente a la cuarcita armoricana, espesor 350 a 450 m, edad Tremadoc y Arenig (en su mayor parte); es la primera unidad que aflora, aparece en anticlinal y forma la misma punta de Peñas. 5) Pizarras de Luarca, pizarras negras, 400-500 m de espesor, edad Llanvirn (?) y Llandeilo (en su mayor parte). 6) Sucesión vulcanodetrítica, principalmente tobas, lavas hacia la parte alta, espesor 450 a 500 m, edad Ordovícico superior y Silúrico en la parte más alta. 7) Pizarras de Formigoso, pizarras negras, espesor 200 m, edad Llandovery superior-Wenlock. 8) Areniscas de Furada, areniscas, en gran parte ferruginosas

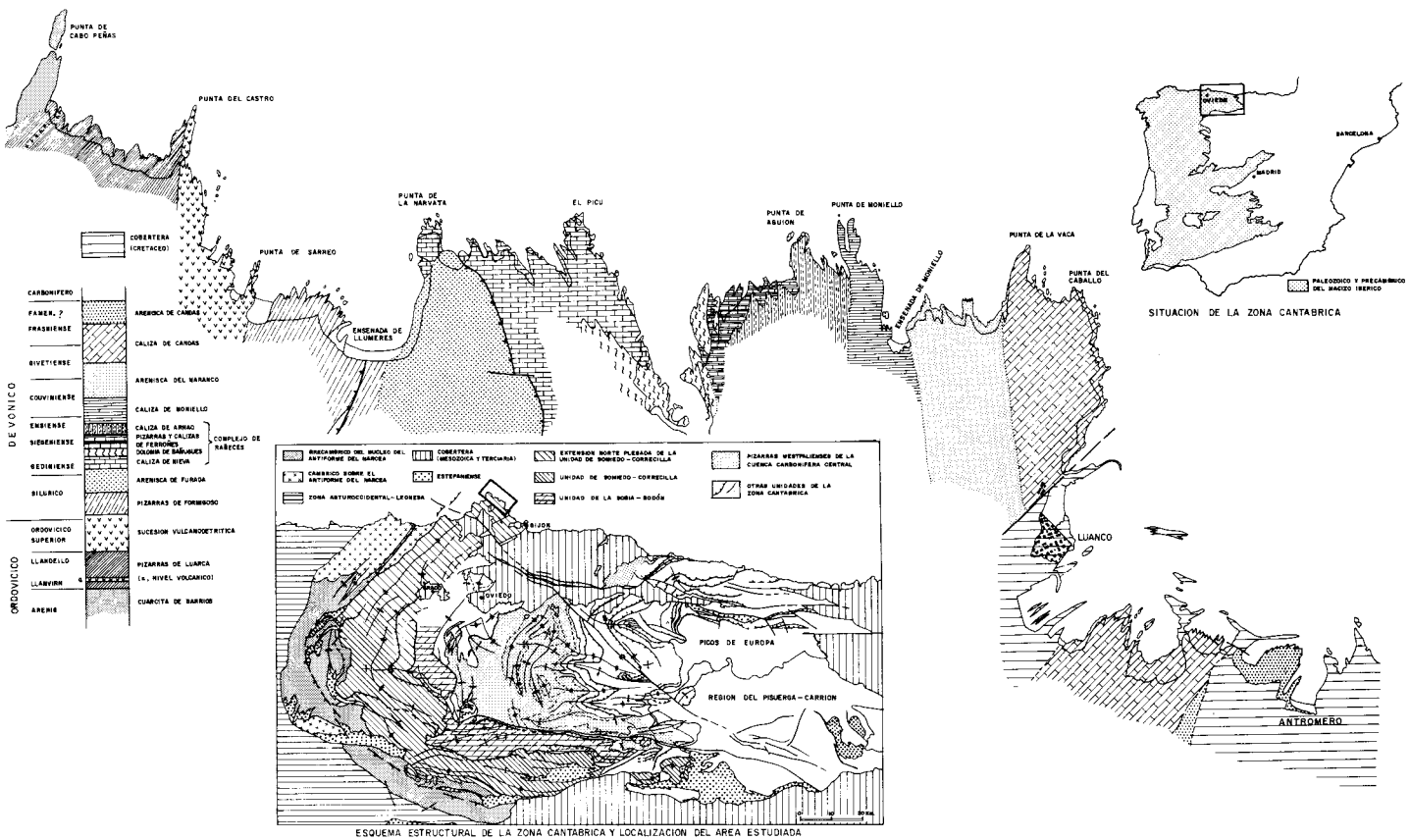


Fig. 1.—Esquema geológico de la costa entre Cabo Peñas y Antromero y situación del área.

y pizarras alternantes, espesor 250-300 m, edad Wenlock-Ludlow-Gediniense inferior. 9) Complejo de Rañeces, formado por calizas, dolomías, margas y pizarras, espesor 600-750 m, edad Gediniense superior a Emsiense superior. 10) Caliza de Moniello, caliza bastante compacta, en el área de Cabo Peñas rica en organismos arrecifales, espesor 400 m, edad Emsiense final a Couviniense. 11) Arenisca del Naranco, conjunto alternante de areniscas ferruginosas y pizarras, espesor 400-500 m, edad Couviniense-Givetiense. 12) Caliza de Candás, con espesores muy variables, entre 500-600 m (en Luanco) y unos 250 m (en Peran, más al SE), edad Givetiense-Frasniense. 13) Arenisca de Candás, conjunto de areniscas blancas y ferruginosas y menos proporción de pizarras, con espesores variables en el área, entre 350-400 m (Antromero) y 20-25 m (Carranques, situado más al SE), edad Frasniense-Fameniense (?).

Por encima del Devónico y formando algunos núcleos sinclinales se encuentra un carbonífero formado por: 1) Calizas, calizas nodulosas rojas, pizarras y radiolaritas, con 25-40 m de espesor, edad Dinantiense (Viseense esencialmente). 2) Caliza oscura («Caliza de Montaña»), con 100-150 m de espesor, de edad Namuriense. 3) Turbiditas, de edad Namuriense B, espesor visible: 150 m en la Playa de San Pedro, 450-500 m, más hacia el interior (sinclinal de Cornellana).

De las formaciones que afloran en el corte que va a describirse, las Pizarras de Luarca y las Pizarras de Formigoso son las más incompetentes, especialmente las Pizarras de Luarca que constituyen un grueso nivel casi homogéneamente pelítico. El complejo de Rañeces es una unidad litológicamente muy variada, con alternancia de capas competentes (calizas o dolomías) con otras incompetentes (pizarras). Las demás formaciones se comportan esencialmente como formaciones competentes (especialmente la Cuarcita de Barrios), con excepción de ciertos tramos de la Caliza de Candás, en el área de Luanco, y de las turbiditas namurienses, pero estas últimas están conservadas sólo en un núcleo sinclinal y no muestran ninguna estructura particular.

DESCRIPCION DEL CORTE CABO PEÑAS-ANTROMERO

En el corte entre Cabo Peñas y Antromero pueden verse varias partes con características diferentes y que como primera aproximación al problema pueden describirse por separado. De estos diferentes sectores el que abarca desde Cabo Peñas a la ensenada de Llumeres es posiblemente el más importante para el conocimiento de la estructura de la zona.

El segmento Cabo Peñas-Ensenada de Llumeres.—En el mismo Cabo Peñas, donde aflora la Cuarcita de Barrios, puede verse un amplio anticlinal, cuyo flanco SE forma la punta del cabo y su prolongación por las Islas Gavieras y cuyo flanco NW queda hundido en el mar, siendo su único testigo la isla Herbosa. Este anticlinal, recto, bastante laxo, puede dar una falsa impresión de simplicidad para la estructura de la región. Al E del núcleo anticlinal citado existe una franja de alrededor de 1 km de ancho formada por las Pizarras de Luarca. El estudio de las estructuras menores en esta franja, pone de manifiesto una serie de hechos que obligan a pensar en una estructura más compleja.

En primer lugar, las Pizarras de Luarca están afectadas por una esquistosidad de flujo cuya posición varía a lo ancho de la franja. En la parte oriental de la misma, que es donde adquiere mayor desarrollo, la esquistosidad de flujo está inclinada hacia el NW unos 45° en promedio, aunque existen algunas variaciones en la inclinación, haciéndose más vertical hacia el E, hasta alcanzar 60 a 70°. Esta disposición de la esquistosidad muestra ya un desacuerdo con la verticalidad del plano axial del anti-

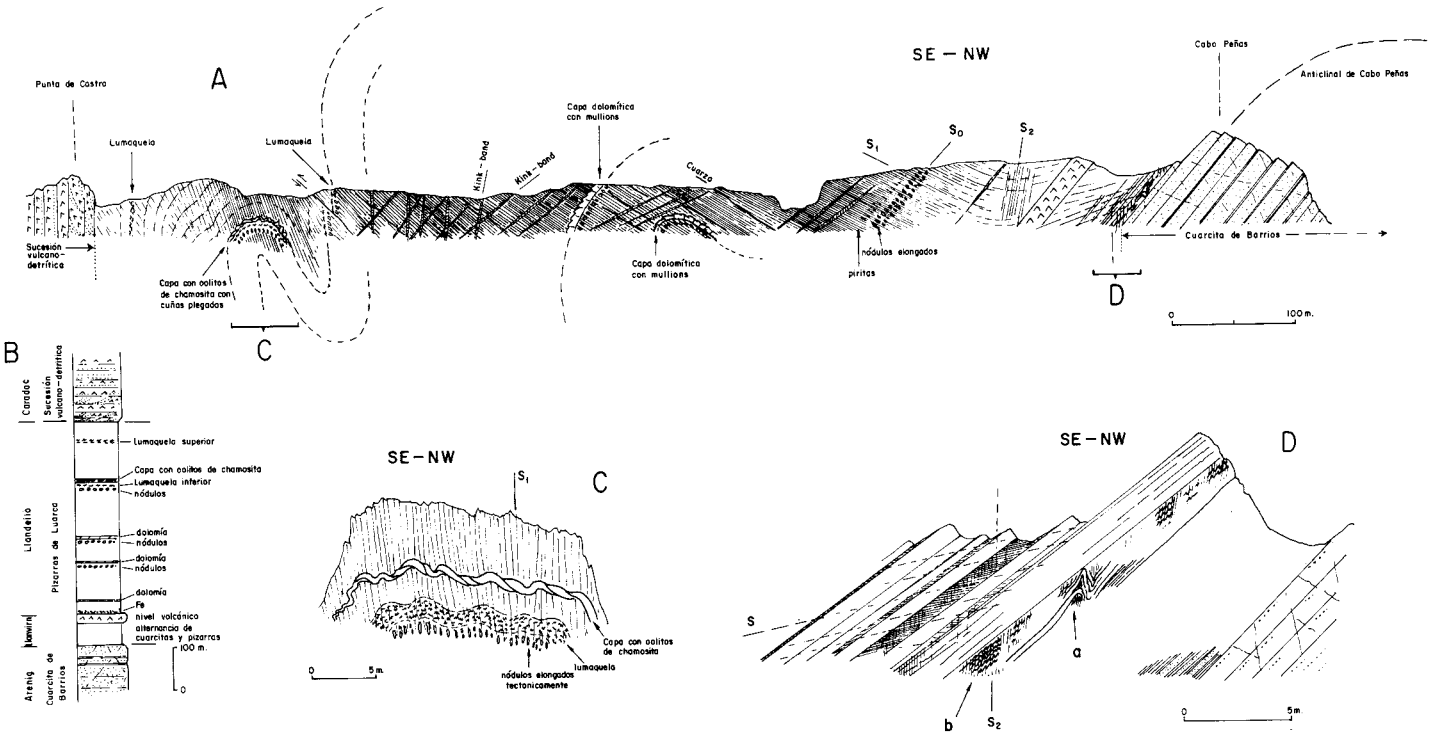


Fig. 2.—Corte entre el Cabo Peñas y la Punta de Castro. A) Corte general. B) Columna estratigráfica del Llanvirn-Llandeilo (según JULIVERT & TRUYOLS 1972). C) Detalle del anticlinal con cuñas plegadas en una capa con oolitos de chamosita interestratificada en las pelitas y que ha actuado como nivel competente. D) Detalle de la estructura de las capas inmediatamente por encima de la Cuarcita de Barrios mostrando la posición de las dos esquistosidades.

clinal de Cabo Peñas, ya que nada permite suponer una disposición muy marcada en abanico.

La esquistosidad, va haciéndose menos aparente hacia el W, siendo en general poco marcada en los niveles inmediatamente encima de la Cuarcita de Barrios, donde alternan pizarras y capas de cuarcita, pero una observación atenta permite ver que en este sector se encuentra inclinada en sentido opuesto, es decir hacia el SE. Su inclinación es además menor que la inclinación de los estratos, lo cual indica (puesto que la serie está en posición normal) que la esquistosidad está basculada (lám. 28). Así pues, entre la Punta de Peñas-Islas Gavieras y la punta de Castro, o sea en la franja ocupada por las pizarras de Luarca, la esquistosidad de flujo está deformada en un suave sinforme.

La disposición descrita de la esquistosidad evidencia la existencia por lo menos de dos fases de deformación, la primera ligada a la generación de la esquistosidad de flujo y la otra deformando esta esquistosidad. El anticlinal de la Cuarcita de Barrios en Peñas es debido a la fase que deforma la esquistosidad de flujo. En su flanco E pueden verse varios pliegues menores, con características más o menos de chevron folds, así como una esquistosidad de crenulación, próxima a la vertical (fig. 2 y láms. 24 y 25). Todas estas estructuras pueden considerarse en relación con el anticlinal de Peñas ya citado. La esquistosidad de crenulación, bien visible hacia el W, cerca de la Cuarcita de Barrios, desaparece hacia el E. En esta dirección, en cambio van adquiriendo gran desarrollo los kink-bands, que se presentan en dos lotes conjugados (aunque con desigual desarrollo), de modo que la esquistosidad de flujo forma aproximadamente el plano bisectriz de su ángulo obtuso (lám. 27).

En relación con la fase que originó la esquistosidad de flujo se encuentran hacia la parte E un sinclinal y un anticlinal con una disposición propia de los pliegues menores de flanco inverso; la esquistosidad de flujo tiene una disposición axial respecto a estos pliegues (fig. 2). Otras estructuras en relación con esta fase de deformación son mullions, frecuentes en los esporádicos niveles dolomíticos intercalados en las Pizarras de Luarca (lám. 14). En relación con la esquistosidad de flujo se encuentra también una lineación de estiramiento, aproximadamente normal a la dirección de los ejes de los pliegues correspondientes a esta fase. Todas estas estructuras serán descritas más adelante.

Inmediatamente al E de las estructuras descritas, a partir de la Punta de Castro se encuentra la formación vulcanodetrítica, constituyendo un nivel competente, dispuesto verticalmente (parte W) o con buzamiento al SE del orden de los 60° (parte E). Todo este conjunto forma una sucesión aproximadamente homoclinal, sin ninguna estructura interna; algunos de sus niveles se ven afectados por la esquistosidad de flujo, especialmente en el acantilado del otro lado del cabo. Esta sucesión termina en la Punta de Sarreo.

Entre la Punta de Sarreo y la Ensenada de Llumeres se encuentra otra formación incompetente: las Pizarras de Formigoso. Esta formación está intensamente replegada. En la parte más próxima a la Punta de Sarreo, es decir, la parte más occidental, las Pizarras de Formigoso muestran una serie de pliegues vergentes al SE, con un flanco largo y uno corto bien diferenciados; estos pliegues presentan una esquistosidad

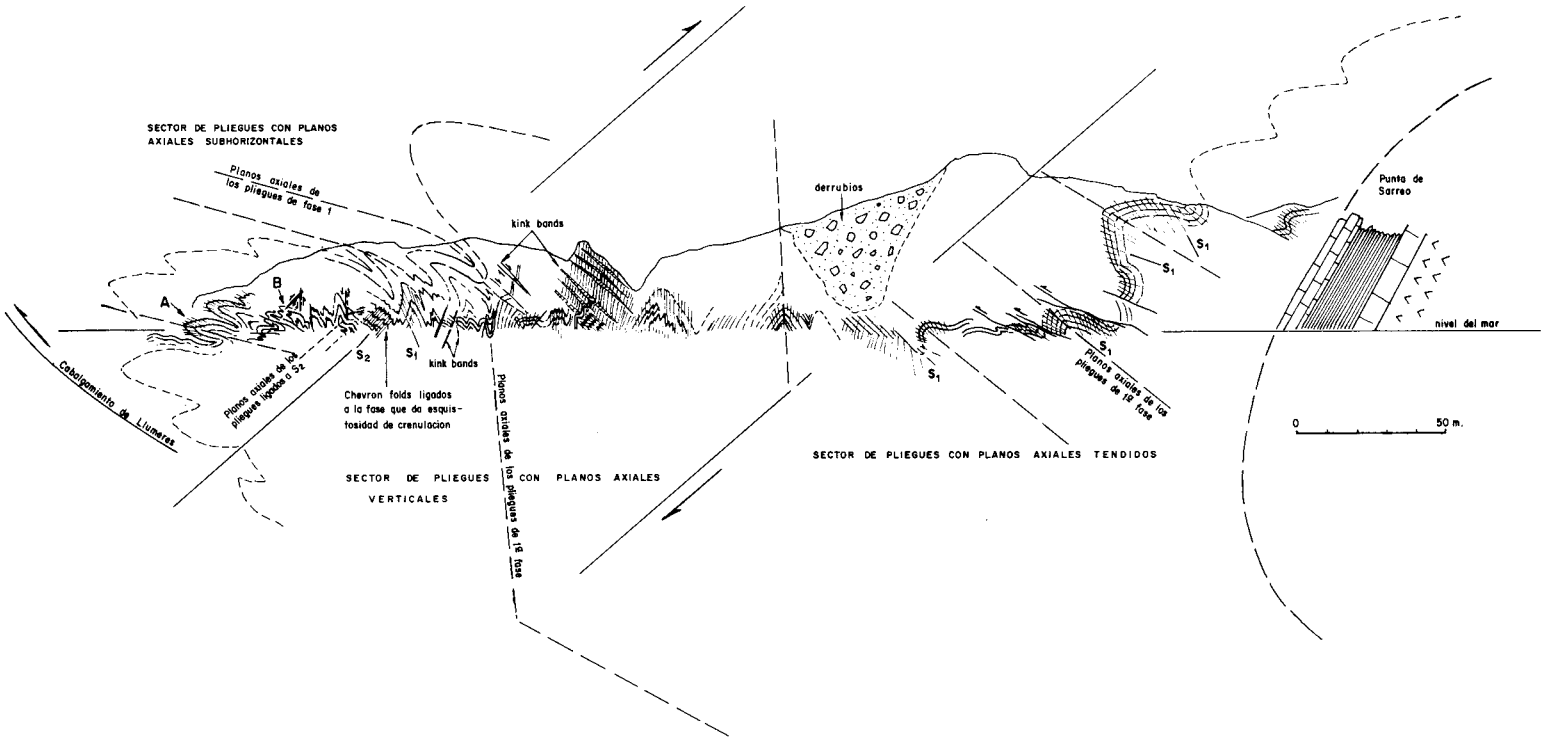


Fig. 3.—Corte entre la Punta de Sarreo y Llumeres mostrando la estructura de las Pizarras de Formigoso.

incipiente, con disposición en abanico, pero que puede relacionarse con la esquistosidad de flujo presente en las Pizarras de Luarca. Hacia la parte media del sector se encuentran pliegues de plano axial vertical y finalmente, hacia la parte E, pliegues acostados, de dimensiones métricas, con flancos inversos muy bien desarrollados (fig. 3, lám. 3); estos pliegues pueden verse hasta el embarcadero de Llumeres.

Sin entrar por el momento en detalles, puede adelantarse que la disposición descrita es esencialmente el resultado de la deformación posterior de una serie de pliegues inclinados y acostados vergentes al SE, formándose una flexión (en realidad un kink band de grandes dimensiones) que es lo que da lugar a los dos sectores con planos axiales más o menos horizontales separados por el sector con planos axiales verticales (fig. 3). En relación con esta estructura sobrepuesta existen pequeños pliegues de tipo chevron y kink bands y una esquistosidad de crenulación.

Las estructuras descritas están limitadas al E por una superficie de cabalgamiento que las separa de las estructuras del sector de Llumeres.

Todas las estructuras descritas entre la punta de Cabo Peñas y el cabalgamiento de Llumeres son parte de una sola gran estructura de primera fase, deformada. Aunque sobre la geometría de estas estructuras se insistirá más adelante puede adelantarse que se trata de un gran pliegue acostado, la amplitud de cuyo flanco inverso no se puede llegar a precisar bien. Este pliegue acostado está roto por una superficie de cizalla (cabalgamiento de Llumeres) y fue deformado con posterioridad en varios pliegues laxos.

El segmento de Llumeres.—Con este nombre va a describirse el área ocupada por la Arenisca de Furada y de la cual existen datos de subsuelo gracias a las explotaciones de hierro que estuvieron activas hasta 1967. Se trata de un área estrecha, limitada por dos superficies de cabalgamiento. La más occidental es la que ha sido ya citada y da lugar al cabalgamiento de las Pizarras de Formigoso sobre la Arenisca de Furada. La más oriental da lugar al cabalgamiento de la Arenisca de Furada sobre la Caliza de Nieva (parte más inferior del Complejo de Rañeces). Este último cabalgamiento es bien visible en superficie, en el acantilado. El primero, es decir, el más occidental, no es visible en superficie pero se le conoce bien por las explotaciones mineras.

Entre las dos superficies citadas la estructura consiste esencialmente en un anticlinal seguido de un sinclinal. El anticlinal es bien conocido por las explotaciones mineras; el sinclinal aunque puede verse en superficie se conoce sobre todo porque fue cortado por un transversal de la mina de unos 700 m de longitud. La mina constaba de seis plantas, la más profunda de las cuales (6.ª planta) estaba situada a 375 m por debajo del nivel del mar). La forma general de la estructura de este sector puede verse en la fig. 4. Para una interpretación de esta estructura conviene fijar la atención sobre los hechos que se enumeran a continuación:

1) La vergencia general es hacia el E, aunque los pliegues son de planos axiales con fuerte pendiente.

2) En el flanco E del anticlinal (rama de Llumeres de los mineros) hay una duplicación de los niveles productivos, perfectamente controlada por las explotaciones, debida a una fractura que produce un solapamiento de las capas de más de un centenar

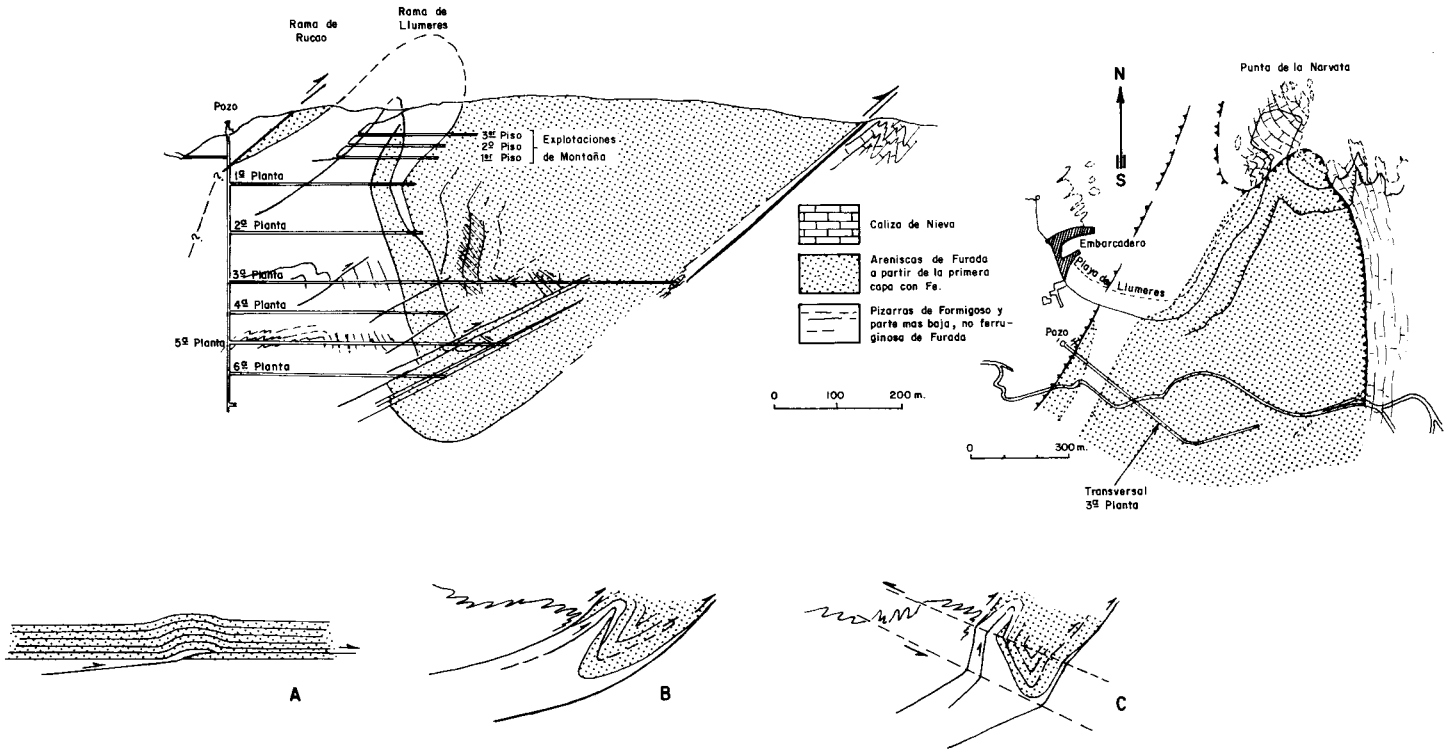


Fig. 4.—Corte del sector de Llumeres. Parte superior izquierda: corte de la zona de explotaciones. Parte superior derecha: esquema geológico del área y situación del corte. Parte inferior: interpretación de la estructura. A, formación de un solapamiento en las capas basales de Furada, por efecto de una fractura muy tendida; B, formación de pliegues y cabalgamientos vergentes al E; C, sobreimposición de una gran estructura en kink-band. En el esquema se ha interpretado como debida a la misma estructura la deformación del anticlinal y del sinclinal de Llumeres y la de los pliegues acostados de las Pizarras de Formigoso (ver fig. 3); ello es probablemente una simplificación pero que da una idea general de la estructura.

de metros de amplitud; esta fractura, muy neta desde la segunda planta hacia arriba, se pierde hacia abajo (a pesar del desplazamiento que produce) lo que parece indicar que se hace coincidente con una superficie de estratificación (ver fig. 4).

3) Existe en la «rama de Llumeres» un ángulo en las capas de modo que desde la 1.ª planta hacia arriba están en posición inversa mientras que desde dicha planta hacia abajo están en posición normal; es decir, que el flanco E del pliegue está doblado.

4) Localmente puede verse, en superficie, la esquistosidad de flujo plegada; aunque este hecho se observa en pliegues a la escala métrica (lám. 28) y es difícil de relacionar con la estructura general.

5) Existe en el flanco E del anticlinal (rama de Llumeres) una esquistosidad de crenulación, que está inclinada en el mismo sentido pero con ángulo menor que las capas y que por tanto no muestra una disposición coherente con el flanco en cuestión.

6) La superficie de cabalgamiento que pone en contacto Furada con la Caliza de Nieva está deformada, como indica la cartografía de su trazado en superficie (fig. 4); en efecto, el afloramiento de Furada cierra hacia el N, limitado por la superficie antes citada y rodeado por la Caliza de Nieva que se extiende hasta la Punta de Narvata.

La existencia tanto de una esquistosidad de flujo como de una de crenulación, aunque poco desarrolladas, debido en buena parte a las características litológicas de la formación, juntamente con el contexto regional, indican que por lo menos se han dejado sentir dos fases de deformación importantes. Si se tiene en cuenta, además, que la superficie de cabalgamiento que pone en contacto Furada y Nieva está deformada, se puede establecer un modelo que satisfaga los seis puntos enunciados más atrás y que sería el siguiente: A) Se forman un anticlinal y un sinclinal vergentes al E, aunque no acostados; a partir de Llumeres hacia el E no se observan ya más pliegues acostados que unos pliegues de dimensiones menores en las Calizas de Nieva de la Punta de Narvata (lám. 4). B) Se producen las superficies de cabalgamiento que en la actualidad limitan por ambos lados el afloramiento de Furada. C) Se produce una nueva deformación dando estructuras con la geometría de kink-bands, de grandes dimensiones, que deforman las estructuras anteriores, doblándolas en suave acordeón y produciendo la verticalización de sus planos axiales en determinados sectores.

Con el modelo descrito se explica la estructura de Llumeres, con excepción de la fractura que duplica los niveles productivos, en la rama de Llumeres, desde la planta 2.ª hacia arriba. Esta estructura puede explicarse en principio de dos maneras. O bien como una falla directa o bien como un cabalgamiento plegado. La explicación como falla directa tropieza con muchas dificultades. Por una parte sería una estructura única en toda la región, por otra parte el hecho de que se vea deformada por la fase ligada a la esquistosidad de crenulación obligaría a considerar que se formó antes que esta fase, lo que sería muy difícil de poder aceptar si se tratara de una falla directa. Por consiguiente va a considerarse que se trata de un cabalgamiento plegado.

Esta interpretación obliga a completar el cuadro de acontecimientos antes expuestos con la formación del cabalgamiento, antes de formarse los pliegues ligados a la esquistosidad de flujo. Esta interpretación puede parecer forzada, pero en realidad el estudio de las estructuras menores muestra que es un hecho común la existencia de

cuñas que en alguna localidad se ven afectadas por pliegues con esquistosidad de flujo (fig. 2, lám. 2). Esto indica que la formación de cuñas (o sea de pequeños solapamientos en niveles competentes) fue un hecho común antes del desarrollo de los pliegues ligados a la esquistosidad de flujo. La duplicación de Llumeres no sería más que un caso extremo de este proceso. Este episodio de formación de cuñas de diversos órdenes de dimensiones, dando lugar incluso a pequeños cabalgamientos, podría pensarse que constituyó una fase de deformación anterior a lo que aquí se ha considerado fase primera (o sea la ligada a la esquistosidad de flujo), pero también puede pensarse que constituye simplemente la primera manifestación de dicha fase. Por razones que se darán más adelante se prefiere esta segunda interpretación. En todo caso, la sucesión de acontecimientos queda establecida tal como se indica en la fig. 4.

El segmento plegado entre la Punta de Narvata y la Punta de Aguión.—Este sector está formado por el Complejo de Rañeces,

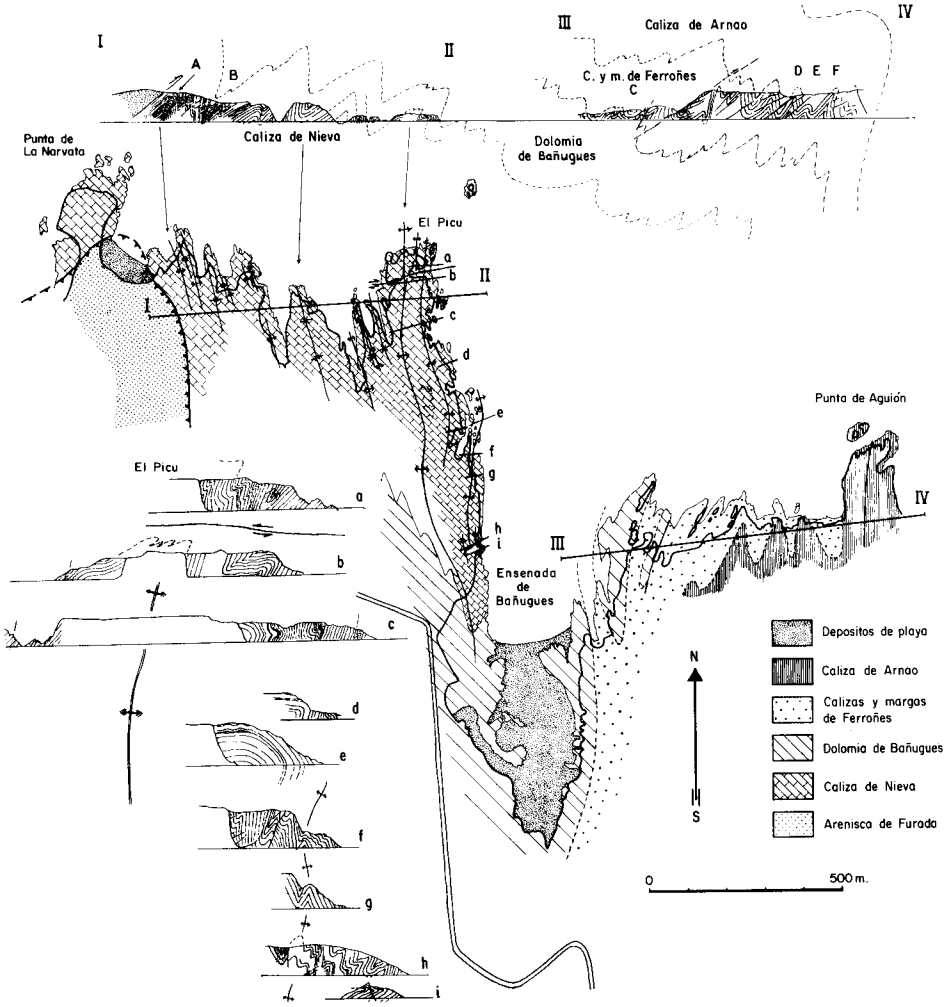


Fig. 5.—Corte y esquema geológico entre la Punta de Narvata y la Punta de Aguión.

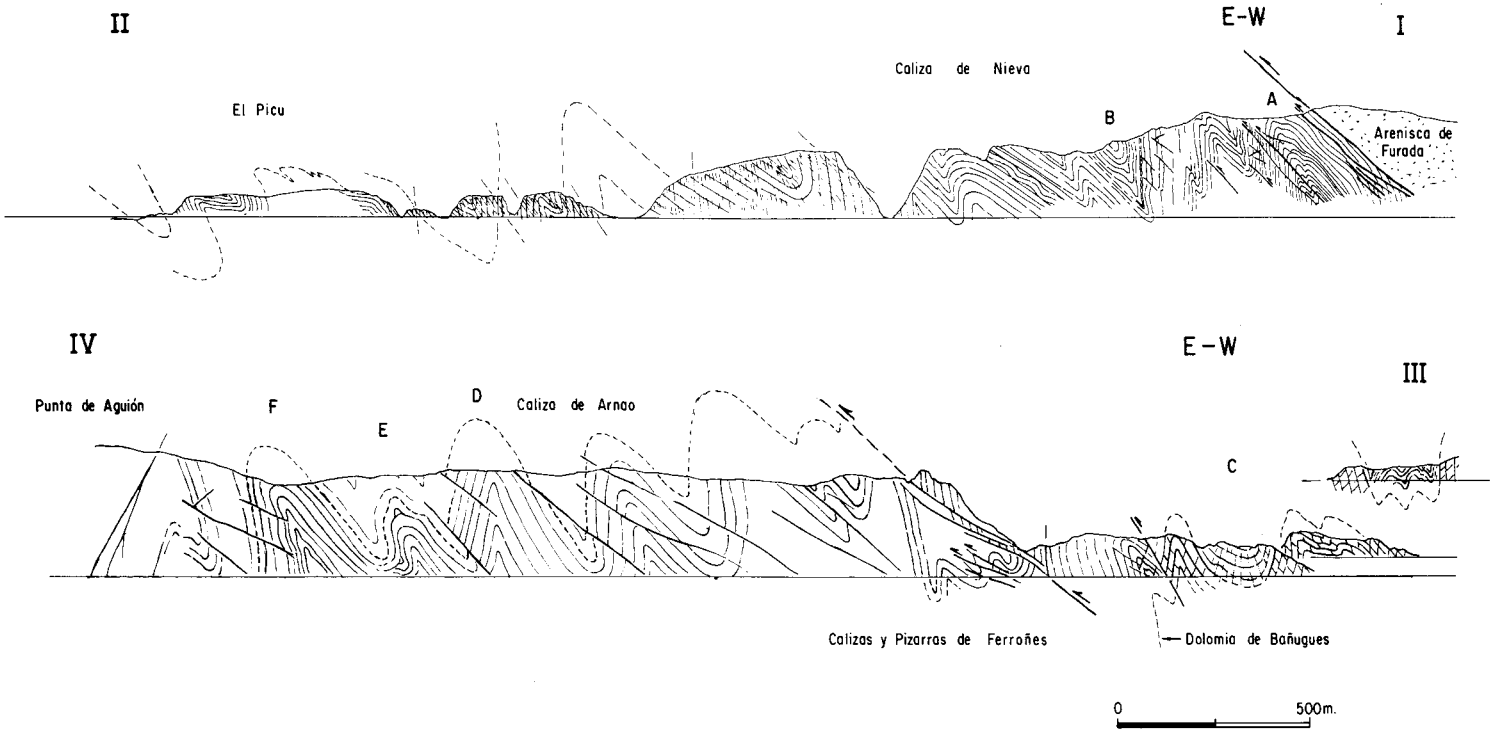


Fig. 6.—Detalle del corte de la figura anterior. Parte superior: corte del segmento al W de la ensenada de Bañugues (estructuras en la Caliza de Nieva). Parte inferior: corte al E de la ensenada de Bañugues (estructuras en la dolomía de Bañugues, Ferroñes y parte baja de Arnao.

que en general se caracteriza por una buena variedad litológica con alternancia de niveles competentes (calizas y dolomías) y niveles incompetentes (margas y pizarras). Este sector es un sector intensamente replegado, por pliegues a la escala métrica y decamétrica. Todos ellos son pliegues bastante agudos, vergentes al E, aunque sin llegar en ningún caso a ser acostados. En relación con estos pliegues se presenta una esquistosidad poco desarrollada, limitada en general a niveles con una litología adecuada, con disposición en abanico, pero que se puede relacionar con la esquistosidad de flujo típica de las Pizarras de Luarca, en Cabo Peñas. Se trata por tanto de pliegues de primera fase. Estos pliegues presentan frecuentemente boudins en sus flancos. Las figuras 5 y 6 muestran la estructura de este sector.

Por lo que respecta a la fase ligada a la esquistosidad de crenulación, en el sector entre las puntas de Narvata y de Aguión no se reconoce ninguna estructura importante debida a esta fase, pero situando al sector en el contexto general puede pensarse que esta fase dio lugar a una verticalización general de los pliegues que sin llegar a ser acostados, podrían tener originalmente planos axiales más tendidos. Esta afirmación se justificará más adelante, al estudiar los efectos causados por cada fase de deformación.

El segmento entre la Punta de Aguión y la Punta de La Vaca.—Al igual que el segmento ocupado por el conjunto vulcano-detrítico, este es un segmento tectónicamente muy simple. Se trata simplemente de una serie homoclinal, que buza entre 55 y 80º al W. Este segmento está formado por la parte más alta del Complejo de Rañeces (Caliza de Arnao), por la Caliza de Moniello y por la Arenisca del Naranco, que se comportan como un gran conjunto competente y no muestran replegamiento de detalle.

El segmento entre la Punta de La Vaca y Antromero. Este sector está formado por las Calizas de Candás y en él los afloramientos paleozoicos están separados en dos partes por un retazo de Cretáceo que se conserva en el mismo pueblo de Luanco.

Entre la Punta de La Vaca y Luanco se encuentra una zona intensamente plegada, con pliegues de plano axial próximo a la vertical, con una esquistosidad que localmente alcanza cierto desarrollo, con disposiciones en abanico y que se puede relacionar con la esquistosidad de flujo. Las figuras 7 y 8 ilustran suficientemente estas estructuras.

Al SE de Luanco (entre Luanco y Antromero) se encuentra una zona algo heterogénea, replegada en determinados niveles y conteniendo paquetes monoclinales (conjunto de calizas coralinas del astillero). Como particularidad, respecto al segmento anterior (entre las puntas de Aguión y La Vaca) hay que señalar que el buzamiento en los paquetes homoclinales es aquí hacia el SE.

El segmento de Antromero.—Constituye el núcleo sinclinal con el que termina el corte que se está describiendo. Este núcleo se presenta como un sinclinal muy simple. Su flanco W lo forma la Arenisca de Candás, que puede verse en sucesión homoclinal, con buzamientos al SE que varían entre 30 y 60º, sin ningún replegamiento interno como atestigua la constante posición de techo hacia el W, indicada por las abundantes estratificaciones cruzadas, y sin repeticiones de ningún tipo.

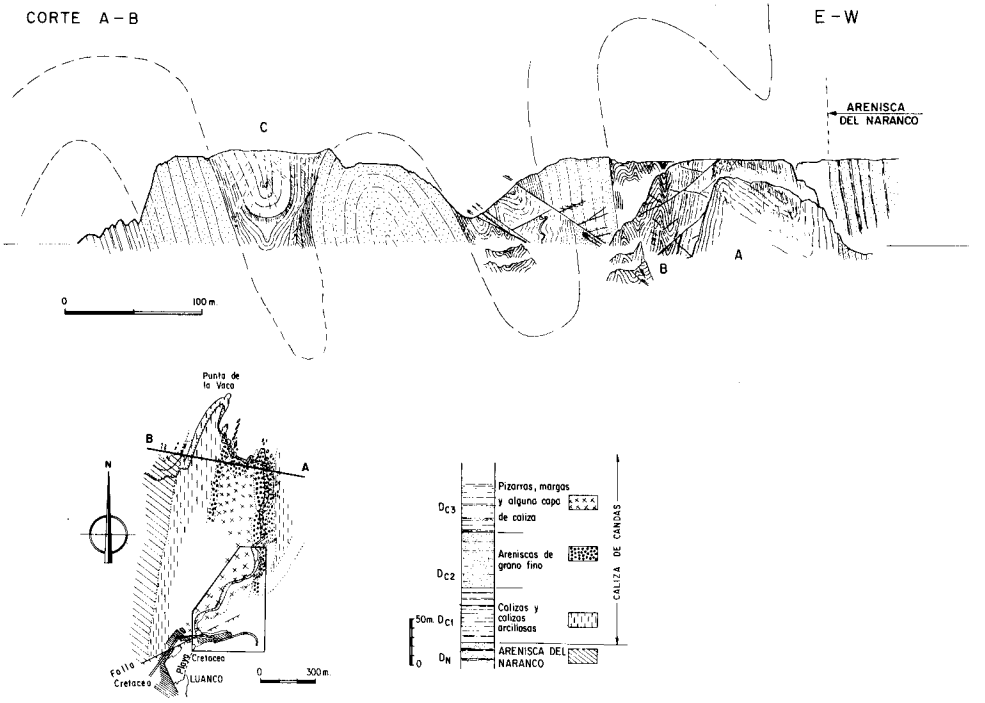


Fig. 7.—Pliegues en la Caliza de Candás, en el sector de la Punta de La Vaca y esquema geológico del sector entre la Punta de La Vaca y Luanco.

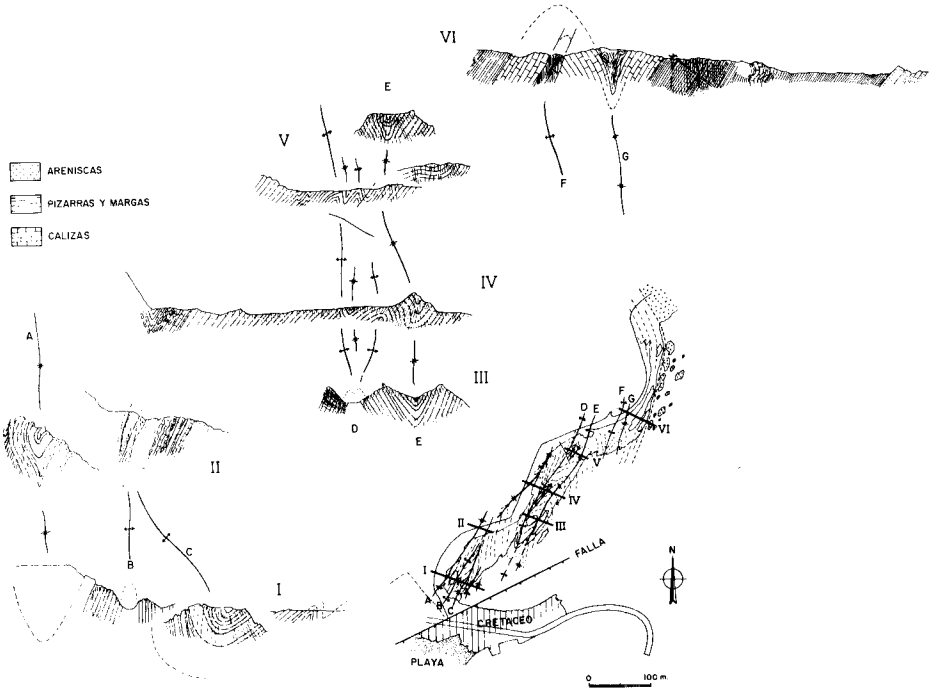


Fig. 8.—Detalle de los pliegues en un nivel pelítico de la Caliza de Candás, inmediatamente al N de Luanco. Véase la situación de estos pliegues en la fig. 7.

El propio núcleo del sinclinal no es visible debido a la presencia de materiales cretáceos discordantes. En el flanco E pueden verse los materiales más modernos conservados: las turbiditas namurienses, la «caliza de montaña», la delgada sucesión Dinantiense y algo de Arenisca de Candás, formando una sucesión homoclinal, buzando al NW entre 35 y 80º (el buzamiento se hace cada vez más suave hacia el núcleo).

LA ESTRUCTURA DE CONJUNTO

La figura 9 muestra en un solo corte todo el conjunto de estructuras descritas en las páginas precedentes. En esta figura puede verse que, a pesar de las grandes diferencias que parecen presentar los distintos segmentos antes descritos, todas las estructuras entre el Cabo Peñas y Antromero encuentran su lugar dentro de unas estructuras de orden superior.

El corte, visto en su conjunto, aparece dividido en dos partes por los cabalgamientos de la zona de Llumeres. Al W, la estructura es la de un gran pliegue asimétrico, acostado, con un flanco inverso de amplitud no determinada y con un plano axial subhorizontal. Al E, la estructura corresponde a un gran anticlinal asimétrico, con el flanco W prácticamente horizontal y el flanco E ligeramente invertido, y con una superficie axial inclinada al W unos 45º. Este anticlinal enlaza con el sinclinal de Antromero, con la superficie axial inclinada en sentido opuesto. La multitud de pliegues que se desarrollan en el Complejo de Rañeces (Nieva, Bañugues, Ferroñes y parte de Arnao) y en la Caliza de Candás (en parte) pueden interpretarse perfectamente bien como pliegues menores de esta gran estructura. Así, los pliegues de la zona de la Ensenada de Bañugues deben interpretarse como pliegues menores del flanco subhorizontal del anticlinal asimétrico antes citado. La parte alta de la Caliza de Arnao, la Caliza de Moniello y la Arenisca del Naranco, que forman una sucesión homoclinal entre la Punta de Aguión y la Punta de La Vaca forman el otro flanco. La aparente diferencia de estructura se debe a la diferencia de litología: el Complejo de Rañeces (excepto la parte alta de Arnao) ha podido ser intensamente replegado (alternancia de niveles competentes e incompetentes en capas delgadas) mientras que la parte alta de Arnao, Moniello y Naranco se han comportado como un conjunto incapaz de dar pliegues de pequeño radio, dada su competencia y espesor; la fig. 9 ilustra suficientemente sobre la posición de los pliegues de orden menor dentro de la estructura de conjunto.

Separando las dos partes del corte se sitúan los dos cabalgamientos de Llumeres, entre los cuales están encuadrados el anticlinal y sinclinal de Llumeres.

La estructura de conjunto, descrita, podría en principio ser interpretada de dos maneras: o bien como formada por dos pliegues anticlinales independientes, uno acostado y el otro inclinado, aproximados por una zona de fallas inversas que enmascararían el sinclinal entre ellos, o bien como consistente en un sólo gran pliegue cortado por una zona de fallas inversas que habría llevado el núcleo del pliegue a cabalgar sobre su propio flanco. De estas dos interpretaciones la primera es la más satisfactoria (ver. fig. 15).

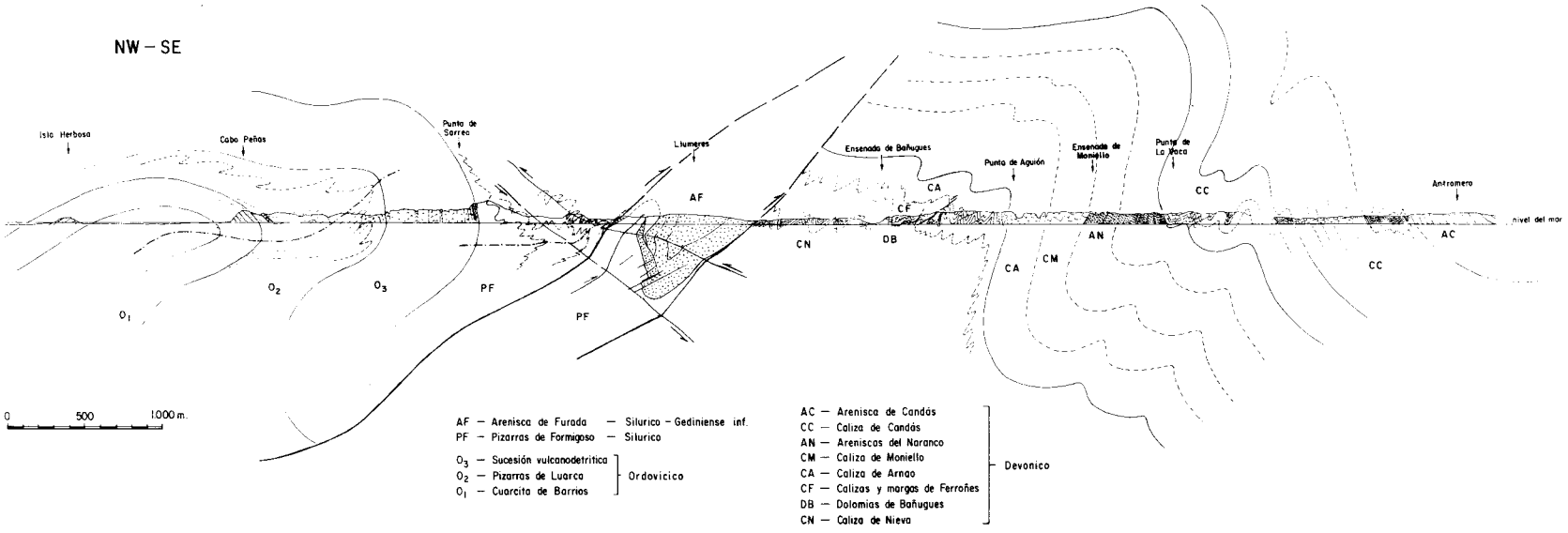


Fig. 9.—Corte de conjunto entre el Cabo Peñas y Antromero.

LAS ESTRUCTURAS DE LA FASE LIGADA A LA ESQUISTOSIDAD DE FLUJO

Las estructuras que se describen en este capítulo no son completamente sincrónicas, aunque se considera que todas ellas se han generado durante un lapso relativamente corto de tiempo, siendo el resultado de una deformación progresiva. Las estructuras más destacadas que se produjeron fueron los pliegues vergentes al E, ligados a la esquistosidad de flujo. En relación con estos pliegues se formaron una serie de estructuras menores como son la esquistosidad, ya citada, mullion structures y lineaciones. Otras estructuras, ligadas a esta misma fase, pero algo anteriores y posteriores al desarrollo de los pliegues (o precoces y tardías dentro del proceso de plegamiento) y de la esquistosidad de flujo son: cuñas en capas competentes, determinadas vetas de cuarzo, fracturas equiparables a kink-bands directos y boudins ligados a las fracturas antes indicadas. Todas estas estructuras serán descritas a continuación.

C u ñ a s .—La existencia de cuñas en capas competentes aisladas intercaladas en una serie incompetente, es un hecho bastante común en la zona estudiada. Tales estructuras consisten en una fractura que corta la capa competente con un ángulo bajo (unos 20 a 25°) y que se pierde al alcanzar los materiales incompetentes en los que la capa en cuestión está englobada. A lo largo de la superficie de fractura se produce un deslizamiento que da lugar a una ligera superposición de la capa sobre sí misma, de una amplitud en general del orden de 10-20 cm y que produce un engrosamiento en la capa. Se trata pues de la respuesta de una capa competente a un acortamiento que en los materiales incompetentes que la engloban se produce por contracción aproximadamente homogénea.

Aunque lo normal es que las cuñas observadas sean de pequeñas dimensiones, pueden también presentarse con dimensiones mayores. Así, la duplicación de las capas ferríferas en la mina de Llumeres puede interpretarse como una cuña de grandes dimensiones, con un solapamiento de las capas del orden de los 100 m (véase descripción del segmento de Llumeres).

Cuñas semejantes a las descritas aquí han sido citadas por CLOOS (1961, 1964) en los Apalaches. Dicho autor plantea el problema de su relación con el plegamiento flexural llegando a la conclusión de que la formación de cuñas en los Apalaches debió tener lugar antes de producirse el plegamiento o en todo caso muy al principio del mismo, tal vez en relación con un movimiento general de los estratos debido a la gravedad.

La observación de la posición de las cuñas con respecto a los pliegues y estructuras menores con ellos asociadas puede permitir deducir el momento de formación de las mismas con respecto a los pliegues. Por una parte hay que tener en cuenta que si las cuñas se forman en relación con el plegamiento, deben tener una disposición determinada con respecto a los elementos del pliegue (puede esperarse por ejemplo que cuñas en flancos opuestos miren en sentido opuesto). Por otra parte debe tenerse en cuenta que las capas competentes presentan, en toda la zona considerada, abundantes boudins, lo que indica que han sido sometidas a extensión por lo menos a partir de un determinado momento del desarrollo de los pliegues. Boudins y cuñas se han visto coexistir en la misma capa en la mina de Llumeres, lo que indica que las capas en

cuestión, después de haber sufrido contracción, fueron sometidas a extensión. La disposición de las lineaciones de estiramiento indica también extensión en una dirección aproximadamente perpendicular a la dirección de los ejes de los pliegues. El desarrollo de cuñas ligado al plegamiento sólo podría ser por tanto muy precoz; durante los primeros estadios del desarrollo del pliegue.

Las cuñas observadas en la región estudiada miran todas hacia el E, es decir, que el «labio cabalgante» de la cuña se sitúa al W. Además, existe una localidad donde la relación con los pliegues es muy clara. Se trata de las cuñas que afectan a la capa con oolitos de chamosita, englobada en las Pizarras de Luarca. Esta capa se encuentra además replegada ptigmáticamente y las cuñas se encuentran claramente plegadas (fig. 2 y láms. 1 y 2). En disposición axial con los pliegues que deforman las cuñas se encuentra la esquistosidad de flujo, considerada de primera fase. Así pues, por lo menos en esta localidad las cuñas son anteriores a los pliegues y a la esquistosidad acompañante.

A partir de la conclusión a la que acaba de llegarse podría pensarse que las cuñas son el testimonio de una fase de deformación anterior a la que se ha venido considerando a lo largo de este trabajo como primera fase de deformación. No obstante, por una parte, cabe la posibilidad de interpretar las cuñas sin invocar una fase de deformación separada, y por otra parte las siguientes consideraciones se oponen a dicha interpretación: 1) La formación de cuñas podría tal vez relacionarse con la formación de escamas de despegue que se encuentran más al S, pero como ya se ha indicado, estas deben ser contemporáneas con los pliegues vergentes al E que se han considerado aquí de primera fase; 2) no se conoce ninguna estructura mayor atribuible a una hipotética fase anterior a la que originó los pliegues vergentes al E, ya que incluso la duplicación de Llumeres es una estructura de poca envergadura; 3) una excesiva proliferación de fases conduciría a un problema de tiempo ya que, en el corte que se está considerando, toda la sucesión estratigráfica, que alcanza hasta el Namuriense B inclusive, es concordante, lo que significa que el tiempo durante el cual tuvieron que desarrollarse todas las fases de deformación no es excesivamente largo.

La comparación con áreas vecinas, indica, además, que si bien aquí todas las cuñas consideradas miran al E, se conocen también cuñas mirando en sentido opuesto. Marcos & Arboleya (1975), describieron una cuña de este tipo y también deformada por pliegues con una esquistosidad de flujo e interpretaron la estructura de conjunto como debida a una deformación progresiva. El acortamiento de la capa habría empezado a producirse por la generación de la cuña y a partir de un determinado momento por la formación de pliegues.

Las cuñas de la región de Cabo Peñas pueden interpretarse de la misma manera; pero además, la localidad ya citada, en las Pizarras de Luarca, permite aportar más precisiones. En efecto, la disposición de las cuñas, todas en el mismo sentido, y la disposición de los pliegues, que parece controlada por las propias cuñas indican claramente que las cuñas se formaron antes de iniciarse el plegamiento. Así pues la historia puede ser trazada del siguiente modo:

1) Inicio del acortamiento con una contracción aproximadamente homogénea, que tiene lugar por diversos mecanismos. Durante esta etapa se pueden desarrollar

cuñas en capas competentes, mientras que los niveles incompetentes desarrollan simplemente una deformación interna homogénea.

2) A partir de un determinado momento, la capa competente empieza a acortarse por flexión y se generan una serie de pliegues cuya geometría en principio debe responder al tipo paralelo; la formación de cuñas pudo tal vez tener lugar aún, durante las etapas más precoces de este estadio.

3) Cuando el acortamiento alcanza un valor suficiente (del orden del 30 %) se desarrolla la esquistosidad, que aparece por tanto afectando las cuñas plegadas.

4) Con la flexión de las capas competentes se produce un cambio de orientación de las mismas con respecto al elipsoide de deformación; así, la rotación que sufren los flancos de los pliegues los aproxima progresivamente al área de extensión del elipsoide de deformación; de este modo capas que se ven afectadas por cuñas, es decir que han sufrido acortamiento pueden sufrir después una extensión. Este no es, por supuesto, el caso de las cuñas deformadas por pliegues ptigmáticos, a las que antes se ha hecho referencia, ya que los flancos de estos pliegues no han rotado suficientemente, pero, cuñas y boudins o lineaciones de estiramiento consideradas dentro de la estructura regional es evidente que coexisten en las mismas capas. Concretamente en la mina de Llumeres la coexistencia de cuñas y boudins podía observarse en el flanco E del sinclinal.

P l i e g u e s .—Los pliegues más adecuados para un análisis geométrico son los del Complejo de Rañeces entre las puntas de La Narvata y Aguión. Estos pliegues son, casi sin excepción, pliegues de flancos rectos y largos y de zonas de charnela reducidas, es decir de geometría próxima a los pliegues de tipo chevron (chevron folds). El ángulo entre los dos flancos es bajo, oscilando en general entre los 30 y los 60°, siendo frecuentes valores de alrededor de los 35-40°.

Estos ángulos son ángulos muy bajos para chevrons típicos. En efecto, de acuerdo con el modelo establecido por RAMSAY (1967, p. 440-447; 1974) resulta que este tipo de pliegues se forman por deslizamiento de las capas competentes unas sobre otras, acompañado por una determinada deformación interna por cizalla simple, paralela a las superficies de estratificación. DE SITTER (1958, 1964), y posteriormente RAMSAY (1974) calcularon los incrementos del valor del deslizamiento entre dos capas adyacentes en función del progresivo acortamiento producido por el desarrollo del pliegue, poniendo de manifiesto que a partir de un determinado acortamiento (entre el 50 y el 60 %) aumentaban muy rápidamente. DE SITTER llegó a la conclusión de que este hecho conduciría a que la resistencia friccional haría cada vez más difícil el desarrollo del pliegue, hasta llegar un momento en que este no progresaría más. DE SITTER (1964, p. 294-296) evaluó en unos 60° el ángulo límite entre los dos flancos del chevron, lo que equivale a un acortamiento del 50 %. Este valor no es, por supuesto, fijo; el incremento de la cizalla con la progresión del pliegue depende, además del acortamiento, de la relación entre el espesor de las capas y la longitud de los flancos y de la relación entre el espesor de las capas competentes e incompetentes. RAMSAY (1974) ha dado las funciones que relacionan estas variables. De todos modos, teniendo en cuenta que en ejemplos reales la relación entre la longitud del flanco del pliegue y el espesor de la capa suele ser superior a 10/1, RAMSAY (1974) indica que 60° es un

valor muy común para el ángulo entre los dos flancos de pliegues naturales de tipo chevron; ángulos más bajos requieren que entren en juego ya otros mecanismos, mientras que ángulos más altos permiten que el pliegue siga evolucionando muy fácilmente.

Los valores obtenidos en el área estudiada para el ángulo entre los flancos indican que los pliegues en cuestión han podido evolucionar en sus últimos estadios por mecanismos que habrían conducido a un aplastamiento normal a los planos axiales y que habrían permitido que los pliegues continuaran cerrándose. Señales de aplastamiento normal al plano axial y/o de extensión según una dirección perpendicular al eje del pliegue y contenida en el plano axial, pueden verse en todos los pliegues del área estudiada, en forma de objetos deformados (fósiles principalmente), esquistosidades incipientes, boudins, y de kink-bands directos y fracturas relacionadas; estas estructuras serán estudiadas más adelante.

La geometría de las zonas de charnela confirma cuanto acaba de indicarse. En efecto, para un pliegue típico de tipo chevron, y de acuerdo con el modelo geométrico de RAMSAY (1974), el espesor de las capas competentes se mantiene constante, es decir que se trata de pliegues que responden a las características de los pliegues paralelos o concéntricos. En los pliegues del área estudiada, aunque a lo largo de los segmentos rectilíneos de los flancos los espesores se mantienen constantes, esto no sucede en las zonas de charnela. Un análisis de la geometría de las capas de acuerdo con el método descrito por RAMSAY (1967, pp. 359-372) pone de manifiesto que la mayor parte de los pliegues descritos por las capas competentes (calizas, cuarcitas) corresponden a la clase 1C, es decir son intermedios entre los tipos paralelo (clase 1B) y similar (clase 2). Capas más incompetentes (margas) dibujan pliegues próximos al tipo similar y ocasionalmente llegan a pliegues de la clase 3 (fig. 10). Así pues, de acuerdo con todo lo dicho, puede concluirse que los pliegues del área estudiada son pliegues de tipo chevron que han sufrido un aplastamiento durante las etapas tardías de su desarrollo.

Finalmente, para terminar con la descripción de los pliegues hay que indicar que son frecuentes las estructuras consecuencia de las dilataciones que en este tipo de pliegues se producen en las zonas de charnela (láms. 5 a 7). En efecto, el modelo geométrico aceptado implica una dilatación en la zona de charnela, sobre el arco externo de las capas competentes y afectando a las propias capas incompetentes cuando existen. De este modo se forman vacíos potenciales que dan lugar a diferentes tipos de estructuras que han sido descritas por RAMSAY (1974), y que pueden reconocerse en los pliegues estudiados. Se trata de estructuras tales como saddle reefs, en general de calcita ya que la mayor parte de pliegues observados lo son en calizas, y estructuras de acomodación producidas, ya sea debido a la existencia de alguna capa competente de grosor mayor al general, ya sea simplemente por colapso de las capas competentes sobre los vacíos potenciales de las zonas de charnelas; estas últimas estructuras son muy comunes.

Esquistosidad.—Asociada a la primera fase de deformación, y por tanto a los pliegues antes descritos, existe una esquistosidad de flujo, aunque en general sólo muy incipientemente desarrollada y localizada en las capas incompetentes. La disposición de esta esquistosidad puede ser más o menos axial o incluso presentar

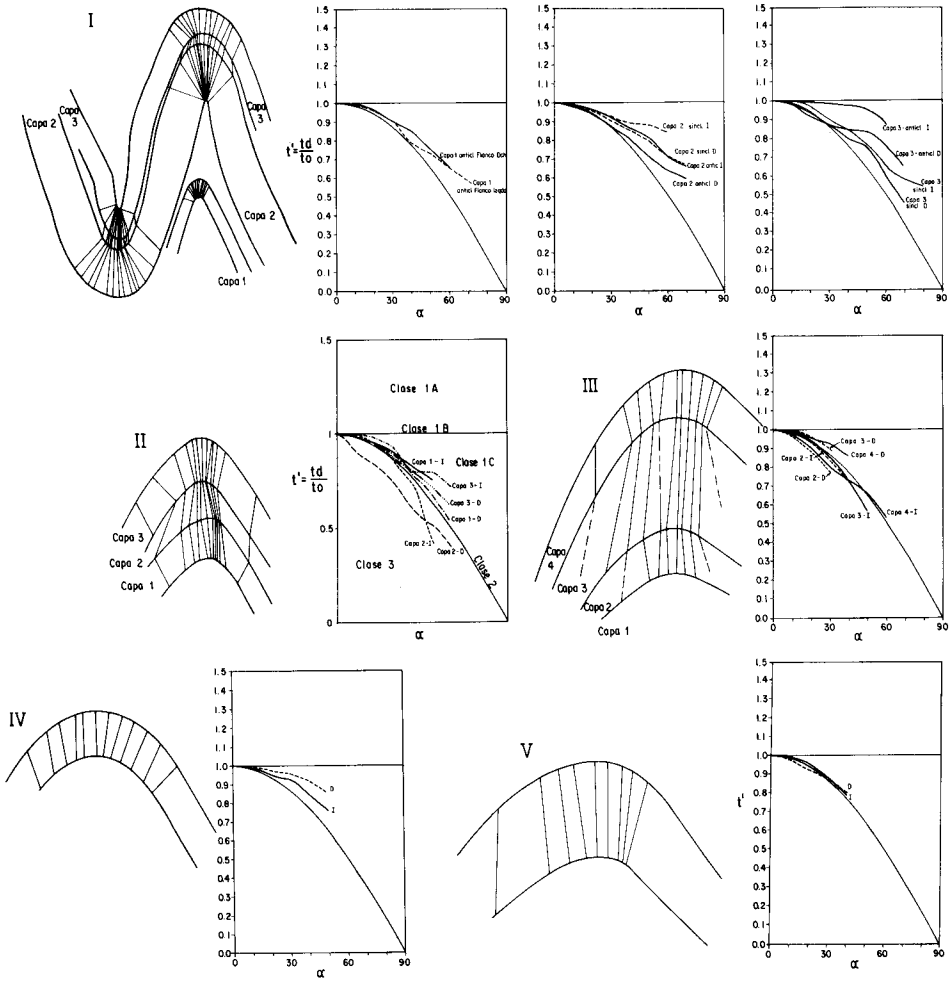


Fig. 10.—Morfología de varios pliegues a la escala métrica, según el método de RAMSAY (1967, pp. 359-732). Pliegue 1, en las Pizarras de Formigoso, al W de la Ensenada de Llumeres; capas 1, 2, 3, cuarcitas. Pliegue 2, Caliza de Candás, al N de Luanco, capas 1 y 3, calizas; capa 2, margas, obsérvese cómo esta capa desarrolla la morfología de un pliegue de clase 3. Pliegue 3, calizas margosas de la formación Caliza de Candás, en la Punta de La Vaca. Pliegue 4, dolomías del Complejo de Rañeces (Dolomía de Bañugues), el E de la ensenada de Bañugues. Pliegue 5, caliza margosa al N de Luanco; Caliza de Candás.

cierta disposición divergente o bien ser en abanico convergente (hacia el núcleo del pliegue).

Una disposición axial de la esquistosidad puede verse por ejemplo en las zonas de charnelas de capas incompetentes (lám. 4); la disposición de la esquistosidad en la franja de las Pizarras de Luarca, junto al Cabo Peñas, debe corresponder a una disposición axial en una zona de charnela, donde las Pizarras de Luarca se encuentran engrosadas (véase fig. 9).

Una disposición en abanico convergente (hacia el núcleo del pliegue) es fre-

cuente en las capas margosas del Complejo de Rañeces o de la Caliza de Candás (láms. 8 y 9).

En cuanto a las características de la esquistosidad, en los sectores más orientales del corte, esta se presenta en forma de superficies poco penetrativas y puede verse que en su formación los procesos de disolución por presión han jugado un papel importante (láms. 10 y 11). En la parte más occidental del corte (Pizarras de Luarca especialmente), la esquistosidad es más general y está mejor desarrollada, observándose la presencia de filosilicatos de neoformación (moscovita especialmente), y en las colas de presión de minerales pretectónicos puede verse incluso clorita (láms. 12, 13 y 15); de todos modos, incluso en este sector la esquistosidad muestra a veces sólo señales de disolución por presión.

Mullion structures.—Estas estructuras están limitadas a las escasas capas dolomíticas que aparecen intercaladas dentro de las Pizarras de Luarca (lám. 14) y que actúan como capas competentes dentro del conjunto incompetente formado por dichas pizarras. En estos casos el techo de las capas dolomíticas muestra la típica estructura en mullions, es decir en crestas redondeadas y depresiones agudas, que puede ser interpretada como debida a la diferencia de viscosidad de los dos medios que separa dicha superficie.

Lineaciones.—Aparte de los boudins, que constituyen también una lineación, y que serán tratados separadamente, las lineaciones que se observan son: los propios ejes de los pliegues, los ejes de los mullions, las lineaciones de intersección de la esquistosidad de flujo y la estratificación y las lineaciones de estiramiento.

Ejes de los pliegues, lineaciones de intersección y mullions dan una lineación de orientación muy constante; la figura 11 pone claramente de manifiesto este hecho. En la citada figura los datos sobre mullions y lineación de estiramiento proceden de las Pizarras de Luarca, ya que tan sólo en esta unidad se presentan los mullions y los agregados alargados de pirita, con colas de presión, que han sido utilizados para determinar la orientación de la lineación de estiramiento. En consecuencia, y con el fin de obtener resultados más comparables, el diagrama de frecuencia de los polos de las esquistosidad de flujo ha sido obtenido exclusivamente a partir de datos de la esquistosidad en las Pizarras de Luarca; dentro de las Pizarras de Luarca se ha seleccionado además el sector situado entre la primera capa de nódulos y la lumaquela inferior (que es el sector donde se encuentran los mullions), ya que más al E y al W la disposición de la esquistosidad varía por efecto de la deformación posterior. El diagrama de orientación de los ejes de los pliegues ha sido construido a partir de ejes de pliegues a lo largo de todo el corte; este diagrama muestra que, de todos modos, no existen variaciones importantes a lo largo del mismo. Ejes de pliegues, de mullions y lineaciones de intersección dan una orientación e inclinación que oscilan entre S40W y S60W y entre 10 y 30°.

La lineación de estiramiento viene marcada por varias clases de objetos preorogénicos, como son fósiles deformados, oolitos, vesículas en el conjunto vulcanodetrítico del Ordovícico, nódulos, en las Pizarras de Luarca, agregados de piritas con colas de presión, y por la dirección normal a los ejes de los boudins. La dirección de elongación podría determinarse a partir de estos diferentes objetos, en algunos casos por medición

directa, en otros determinando el elipsoide de deformación o bien la sección principal del elipsoide contenida en el plano de esquistosidad.

Para una simple determinación de la dirección de elongación los objetos más adecuados son los agregados de pirita que, con las características que van a describirse, se encuentran exclusivamente en las Pizarras de Luarca. Se trata de cuerpos muy alargados, contenidos en el plano de esquistosidad y que consisten en un agregado de cristales de pirita, roto en microboudins, con desarrollo de fibras de cuarzo y/o clorita, entre los distintos fragmentos, y con colas de presión en sus extremos, por lo general con fibras de clorita. Las dimensiones de estos objetos, que forman a modo de tubos segmentados por grietas con fibras, son de hasta unos 5 cm de largo por 0,5 ó hasta 1 cm de diámetro. Al microscopio se observa muy frecuentemente un per-

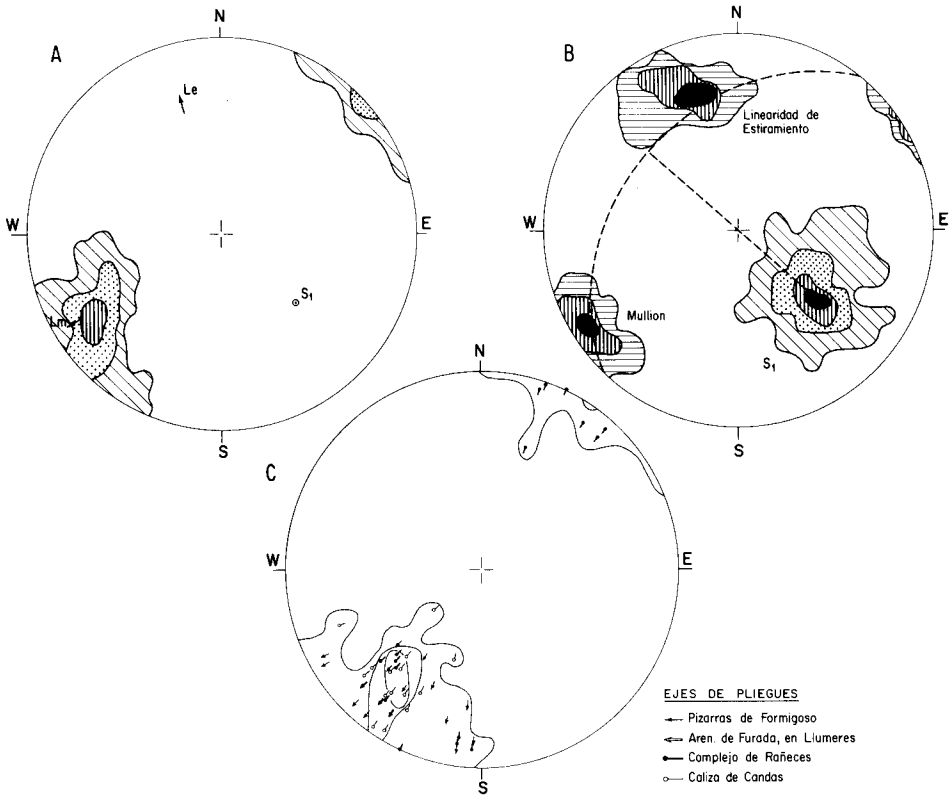


Fig. 11.—A) Diagrama de frecuencia de la linearidad de intersección entre S_0 y S_1 (contornos del 2, 10 y 20 %, sobre 50 puntos); Le, dirección media de las lineaciones de estiramiento; Lm, dirección de los mullions. B) Diagrama de frecuencia de polos de la esquistosidad de flujo (contornos del 1,3 %, 10 %, 20 % y 25 %, sobre 74 puntos), de los ejes de mullions (contornos del 5, 20 y 40 %, sobre 20 puntos) y de la lineación de estiramiento, utilizando piritas con colas de presión (contornos del 5, 20 y 40 %, sobre 20 puntos). C) Diagrama de frecuencia de ejes de pliegues (contornos del 2, 10 y 20 % sobre 50 puntos). Los dos primeros diagramas se basan en datos procedentes de las Pizarras de Luarca, entre la capa de nódulos más baja y la lumaquela inferior; el tercer diagrama se basa en datos obtenidos a lo largo de todo el corte.

fecto encaje entre los distintos fragmentos de pirita, separados por fibras. El valor de la elongación indicada por este microboudinage es del orden del 28 %. Este valor ha sido calculado teniendo en cuenta exclusivamente la elongación manifestada por el microboudinage. La elongación total debe ser considerablemente mayor.

La dirección de elongación se sitúa casi en ángulo recto con los ejes de los pliegues y demás lineaciones paralelas a ellos; concretamente el ángulo con los ejes de los mullions y las linearidades de intersección en las Pizarras de Luarca es de unos 80º (fig. 11).

Otros objetos que marcan muy claramente, dentro de las Pizarras de Luarca, la dirección de estiramiento, son los nódulos (láms. 16 y 17), observándose como es lógico la misma disposición, aunque en los nódulos existe una mayor heterogeneidad de formas, desde nódulos claramente elongados hasta aquellos que no parecen presentar elongación. De todos modos la dirección general de elongación marcada por los nódulos coincide con la de las piritas, y aun en casos en que el nódulo no se presenta elongado, pueden verse, en relación con él, colas de presión indicando la misma dirección de elongación (lám. 16).

Boudins: morfología.—Los boudins se encuentran desarrollados, sobre todo, en las capas competentes (calizas) del Complejo de Rañeces, y en menor extensión, en la parte baja de la Caliza de Candás, o en las capas de areniscas de la Arenisca de Furada.

Desde el punto de vista morfológico pueden distinguirse varios tipos que principalmente son:

1) Simples estrangulamientos de las capas (pinch-and-swell structures, internal boudins) dispuestos rítmicamente, sin llegar a producir separación y consiguiente relleno de los cuellos por material segregado; en determinados casos se insinúan scar-folds en los puntos estrangulados, pero siempre poco marcados, simétricos y sin estructuras de arrastre (lám. 18).

2) Boudins típicos, en forma de tonel (lám. 18), con los cuellos cortos, rellenos de calcita o cuarzo, según la naturaleza de la capa competente, y sin que se observen nunca formas reentrantes, es decir, que los bordes del boudin no llegan nunca a formar tenazas y abrazar el relleno del cuello.

3) Boudins individualizados en relación con fracturas (láms. 18 y 20) que producen un alargamiento de la capa. En realidad este tercer tipo no constituye un tipo verdaderamente individualizado, ya que no llegan a observarse los típicos boudins romboidales (lozenge-shaped boudins) que resultarían en el caso de una capa competente rota por una serie de fracturas oblicuas y sin estrangulamientos asociados; en vez de esto, lo que se observa es más bien una relación entre los boudins y un sistema de fracturas. La relación entre estas fracturas y los boudins constituye el hecho más interesante referente al boudinage, en la zona.

En toda el área por delante del cabalgamiento de Llumeres es muy frecuente un sistema de fracturas, en general de escaso desplazamiento (ver láms. 19, 20, 21), inclinadas al W, conjugado con otro sistema, algo menos frecuente. Los boudins están en relación con estos sistemas de fracturas.

Relaciones geométricas entre boudins, pliegues y fracturas.—Las relaciones geométricas entre fracturas, pliegues y boudins pueden verse en la fig. 12, basada en un pliegue del Complejo de Rañeces, al E de la ensenada de Bañugues. Los dos sistemas de fracturas se cortan con ángulos próximos al ángulo recto (100° y 80° aproximadamente) y su intersección es paralela o casi paralela a los ejes de los pliegues. La intersección entre las superficies de fractura y la estratificación es también paralela a la intersección entre los dos sistemas de fracturas (fig. 12) lo que evidencia también el paralelismo con los ejes de los pliegues. Los boudins son también paralelos a las direcciones de intersección antes citadas, las ligeras oblicuidades que pueden aparecer no son lo suficientemente significativas.

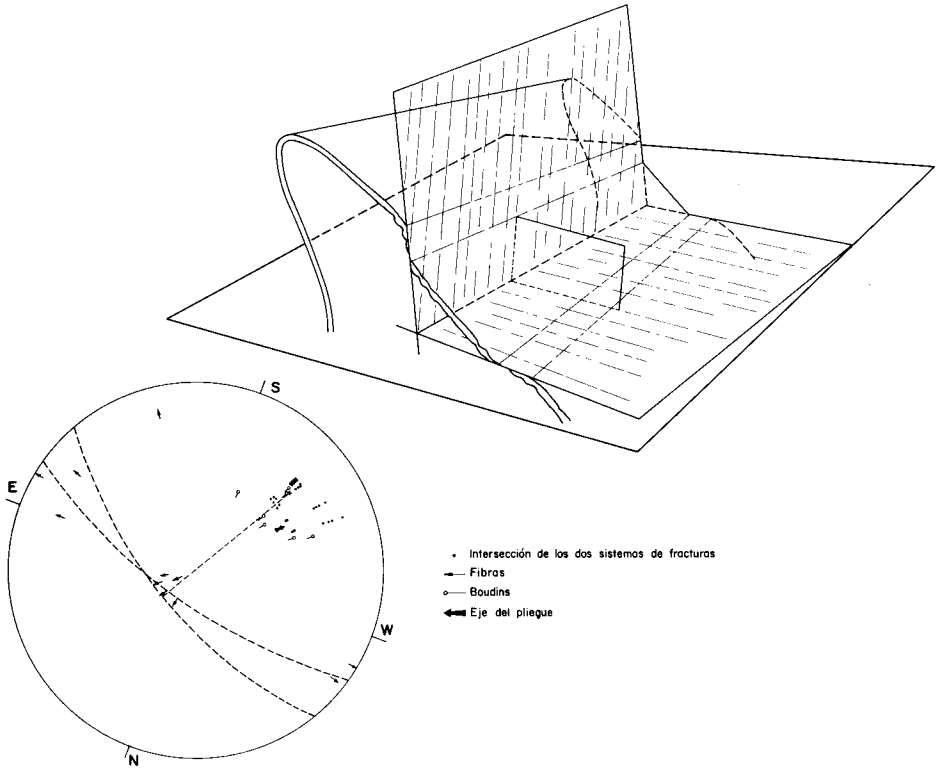


Fig. 12.—Relación entre los distintos elementos geométricos ligados a los boudins; esquema basado en el pliegue de la Lámina 19.

Las dos superficies de fractura conjugadas se disponen de modo que los planos de estratificación forman la bisetriz de su ángulo obtuso, aunque los dos ángulos son muy próximos. En los casos en que se observan las fracturas afectando a un pliegue, estas cortan completamente al pliegue (lám. 19 y 21), es decir que cortan a través de los dos flancos. En estos casos el plano axial del pliegue es aproximadamente la bisetriz del ángulo entre los dos sistemas de fractura, y como los pliegues son bastante

agudos, esto significa que lo dicho en el párrafo anterior sigue siendo esencialmente válido.

Las superficies de fractura presentan fibras de calcita, a partir de las cuales se puede deducir la dirección del desplazamiento. Las direcciones de estas fibras, que forman entre sí un ángulo de 90º (fig. 12), determinan un plano que es aproximadamente perpendicular a la línea de intersección de los dos planos de fractura. La desviación que se observa en la fig. 12 es excesivamente baja para ser significativa.

Las relaciones geométricas indicadas se cumplen en cada una de las localidades estudiadas. Si se considera ahora en su conjunto el área comprendida entre Llumeres y Luanco, y se proyectan juntos todos los datos se observa que, al igual que sucedía con los ejes de los pliegues, los boudins y las líneas de intersección entre las superficies de fractura forman constelaciones muy agrupadas, no observándose variaciones sig-

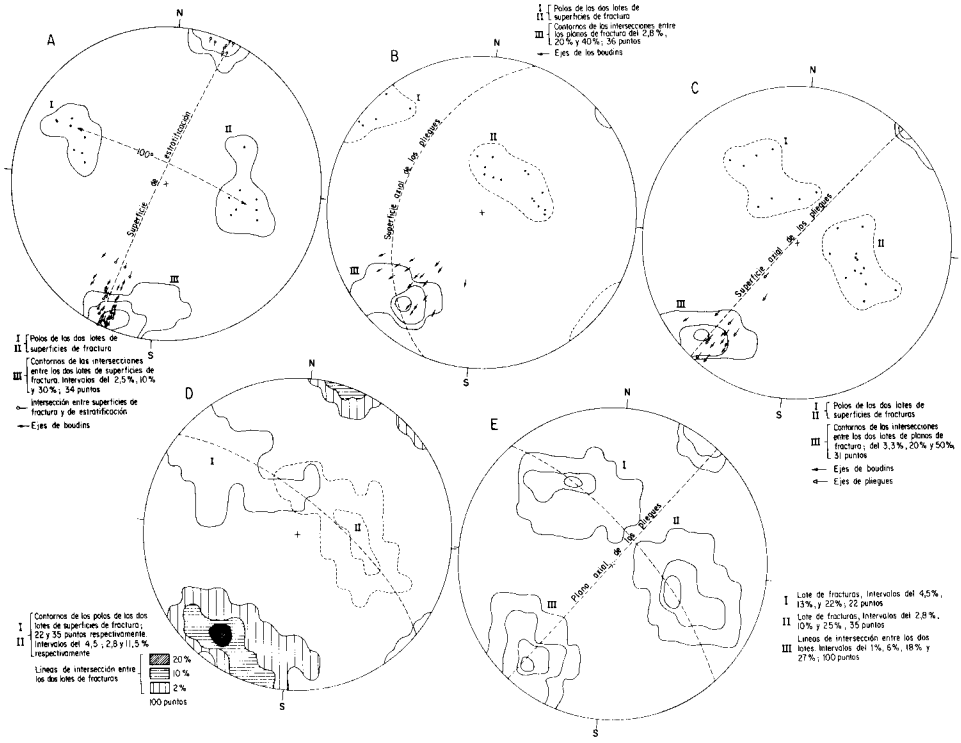


Fig. 13.—Polos de las fracturas y kink bands directos asociados a los boudins. A, Proyección de polos de planos de fractura, de líneas de intersección entre los dos lotes de superficies de fractura, y de boudins; localidad: borde E de la ensenada de Bañugues. B, Proyección de polos de superficies de fractura, de líneas de intersección entre ellas, y de boudins; localidad: costa al E de la ensenada de Bañugues. C, Proyección de los polos de planos de fractura, de líneas de intersección entre estos planos, de boudins y de ejes de pliegues, en la Caliza de Candás junto a la Punta de La Vaca. D, Proyección de todos los polos de los planos de fractura y de las líneas de intersección entre los dos lotes de planos contenidos en las proyecciones A, B y C. E, Proyección de los mismos elementos contenidos en la proyección D rotados de modo que los planos axiales de los pliegues de las diferentes localidades coincidan entre sí, obsérvese la mayor agrupación de los puntos que se obtiene.

nificativas en su orientación a lo largo del corte. La proyección de los polos de las superficies de fractura muestra en cambio una notable dispersión; así, mientras para cada localidad cada uno de los sistemas da una constelación agrupada (fig. 13), al proyectar juntos todos los datos, los polos aparecen según toda la zona cuyo eje es la línea de intersección de los planos, o sea la dirección de los boudins. Esto indica que, si bien la dirección de la intersección entre los dos sistemas de fracturas (lo mismo que el ángulo que forman) se mantiene constante, la posición de los dos sistemas, considerados en conjunto, rota de una localidad a otra, según su eje de intersección. La diferente posición de los dos sistemas de fracturas en diferentes localidades, está en relación con la diferente inclinación del paquete de estratos o de las superficies axiales de los pliegues sobre los que se desarrollan. En efecto, si se hacen las rotaciones necesarias, de modo que se hagan coincidir los planos de estratificación o las superficies axiales de los pliegues de todas las localidades, los polos de las superficies de fractura quedan perfectamente agrupados en dos constelaciones.

Características de las fracturas en relación con los boudins: kink bands directos.—Dejando de lado las relaciones geométricas que, como se ha visto, son constantes, si se pasa a estudiar las características de las fracturas se observan diferentes variantes.

El caso más simple es el de unas fracturas netas, que atraviesan las capas competentes, coincidiendo con los cuellos de los boudins (fig. 14; lám. 20) cuando dichas capas presentan estrangulamientos, o bien que delimitan boudins romboidales cuando no los presentan. Este último caso es poco frecuente en el área estudiada, pero es en cambio bastante frecuente, más al W (Arboleya 1973).

En otros casos, aunque existe también una superficie de fractura neta, en las proximidades de la misma las capas forman una flexión (fig. 14; lám. 23) que, prescindiendo de la fractura en su parte media, tendría las características de un kink-band directo (Dewey 1965); se trata de estructuras más o menos similares a lo que Dewey (1965) denominó «shear kink bands».

Un tercer caso sería aquel en que se presenta la geometría típica de un kink band directo, con dos superficies limitando una franja que ha rotado (fig. 14; lám. 22). Estructuras de este tipo pueden a veces ser relativamente grandes (bandas entre 0,5 y 2-3 m de ancho). En estos casos puede observarse también cómo el interior de la banda ha sido sometido a extensión longitudinal a las capas, ya que pueden observarse boudins limitados al interior de la banda, o por lo menos más abundantes dentro de ella (fig. 14F).

Finalmente, un cuarto caso es aquel en que se observa una banda de grietas de tensión. Sistemas conjugados de bandas de grietas, con una orientación y unas relaciones con los boudins, similares a las que muestran las estructuras descritas, son frecuentes en muchas localidades, y especialmente en la Punta de La Vaca (fig. 14; lám. 22). Estas bandas de grietas de tensión, puede verse frecuentemente que, al igual que las fracturas, atraviesan las capas con boudins coincidiendo con los cuellos de los mismos. Aunque no son raros los casos en que sólo las grietas de tensión dibujan las dos bandas conjugadas, es también frecuente encontrar ejemplos del segundo caso

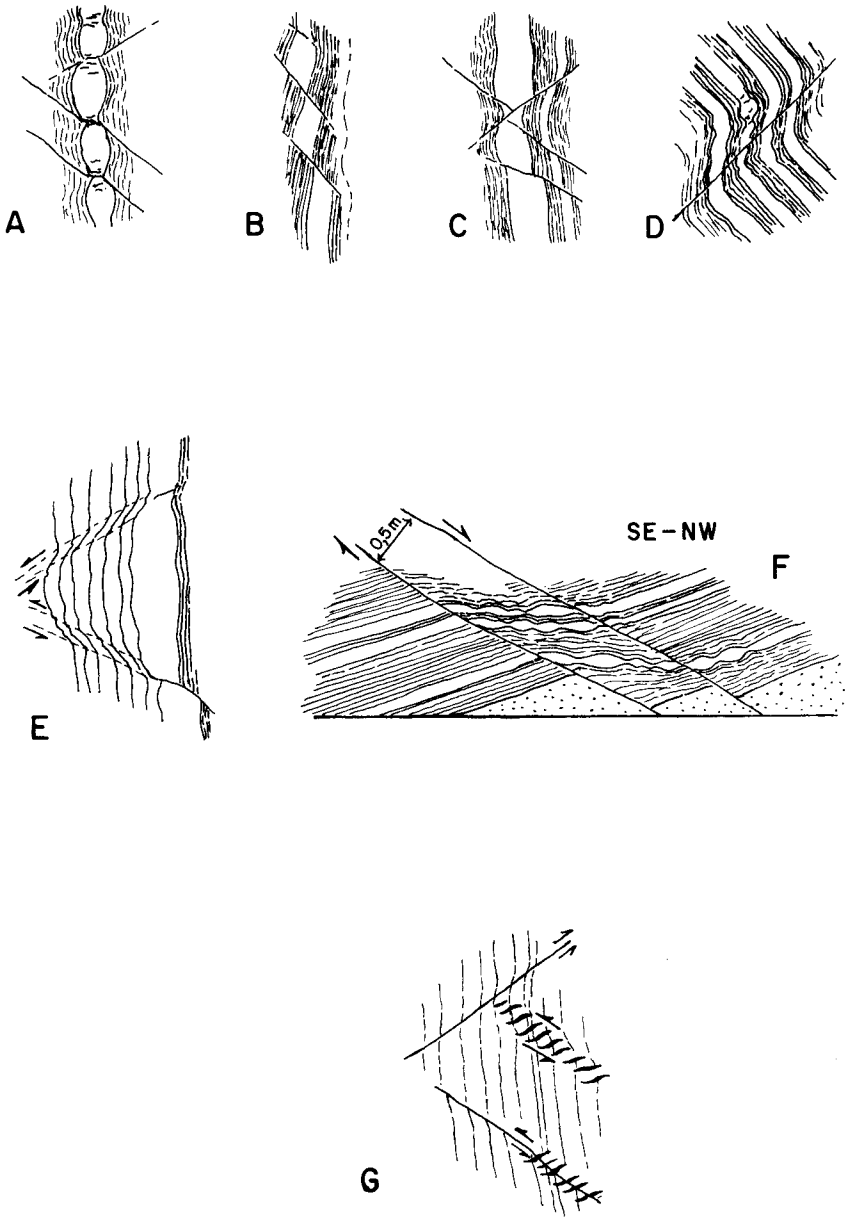


Fig. 14.—Diversos tipos de fracturas y kink bands directos asociados a los boudins. A, Fracturas coincidentes con los cuellos de los boudins. B, Boudins romboidales (lozenge-shaped boudins) y fracturas asociadas. C, Sistema de fracturas provocando el estrangulamiento de una capa competente. D, Fractura asociada a una zona de rotación de las capas. E, Kink bands directos. F, Kink band directo de grandes dimensiones con estiramiento en el interior del mismo dando lugar a boudins (flanco SE del sinclinal de Llumeres, mina de Llumeres, transversal de la 5.ª planta). G, Fajas de grietas de tensión (tension gashes) señalando zonas de cizalla.

descrito antes, en el que una serie de grietas de tensión van jalonando la superficie de fractura.

Relaciones genéticas.—A través de las descripciones que anteceden se ve claramente que los dos sistemas de fracturas (o kink bands directos) descritos son el resultado de una compresión normal, o aproximadamente normal, a las superficies axiales de los pliegues, en una etapa final del plegamiento. De este modo se produjo un acortamiento según la dirección citada y una extensión según una dirección normal a los ejes de los pliegues y contenida en sus planos axiales.

El que se formen fracturas netas, kink bands directos (kink bands típicos o «shear kink bands», en el sentido de DEWEY), fajas de grietas de tensión (tensión gashes), o formas mixtas, depende de las propiedades del material afectado y/o del estadio de desarrollo de la estructura.

Un significado similar en cuanto a la disposición de las direcciones de contracción y extensión, tienen los boudins. En el caso que se está considerando se ha observado una coincidencia muy precisa entre la orientación de los ejes de los pliegues, de los boudins y de las líneas de intersección entre las dos superficies conjugadas de fractura. Además, la disposición de las superficies conjugadas de fractura (o de los kink bands directos) es tal que los planos axiales de los pliegues son bisectrices del ángulo agudo que forman dichas superficies. Por consiguiente puede concluirse que ambos tipos de estructuras, boudins y fracturas, están genéticamente ligados y son el resultado de una misma compresión normal a los planos axiales de los pliegues, y por consiguiente casi normal a la estratificación puesto que los pliegues son bastante agudos. COBBOLD, COSGROVE & SUMMERS (1971) han obtenido experimentalmente, sobre un mismo modelo, kink bands directos y boudins, por compresión normal a la foliación.

Si se tiene ahora en cuenta lo que se dijo al tratar de los pliegues, se comprenderá fácilmente que las estructuras a que se está haciendo referencia se han tenido que producir durante la etapa más final de la evolución de los pliegues, y que sólo pudieron formarse a partir del momento en que los pliegues no podían seguir cerrándose por los mecanismos normales de formación de los pliegues de tipo chevron. En efecto, de acuerdo con el modelo aceptado para el desarrollo de este tipo de pliegues, en general no hay motivo para el desarrollo de boudins a gran escala, a no ser a partir del momento en que la progresión del pliegue por los mecanismos propios de los pliegues de tipo chevron (deslizamiento según las superficies de estratificación y cizalla simple en el interior de las capas) deja ya de ser posible. Por supuesto que boudins localizados en determinadas capas pueden formarse en etapas más precoces del desarrollo del pliegue; así, RAMSAY (1974) señala que por razones geométricas, una capa competente más delgada que las demás se encontrará, en un chevron, sometida a extensión y podrá desarrollar boudins. De todos modos, sin excluir que este caso pueda darse en alguna capa del área estudiada, es evidente que no es la explicación general para los boudins observados. Todos los datos expuestos y las consideraciones que preceden indican que los boudins están ligados a los kink bands directos y corresponden a una etapa final del desarrollo de los pliegues cuando estos no pudieron ya seguir progresando.

Vetas de cuarzo.—En todo el área ocupada por las Pizarras de Luarca

existen una serie de vetas de cuarzo y carbonatos, formando planos muy regulares, sistemáticamente dispuestos, con espesores de 0,5 a 2 cm. Estas vetas están inclinadas hacia el NW, al igual que la esquistosidad de flujo, coincidiendo a veces con los planos de esquistosidad, aunque frecuentemente cortándolos con un ángulo bajo, lo que indica que son tardías con respecto al desarrollo de la esquistosidad de flujo. Por otra parte están deformadas por los kink bands (lám. 27) que como se verá se pueden relacionar con la etapa ligada al desarrollo de la esquistosidad de crenulación y están microrreplegadas transversalmente a la dirección general de las estructuras. Sin entrar en más detalles va a considerarse que su formación está ligada a la primera fase de deformación, aunque considerándolas muy tardías con respecto a la misma.

LOS CABALGAMIENTOS DEL SECTOR DE LLUMERES

Separando los dos segmentos principales del corte entre Cabo Peñas y Antromero se encuentran los dos cabalgamientos del sector de Llumeres. En la parte dedicada a la descripción del corte ya se indicó que estos cabalgamientos debían ser posteriores respecto a los pliegues de la primera fase (o muy tardíos respecto a los mismos) ya que los cortaban claramente, y anteriores a la deformación ligada a la esquistosidad de crenulación, ya que están a su vez deformados. El flanco E del anticlinal de Llumeres se ve claramente cortado por el cabalgamiento que coloca la Arenisca de Furada sobre la Caliza de Nieva y que forma el límite E de lo que se ha llamado el sector de Llumeres. Asimismo, y ello es bien conocido gracias a las explotaciones, toda una serie de fallas inversas que parecen paralelas a dicho cabalgamiento cortan en profundidad (de la 4.ª planta hacia abajo; fig. 4) el flanco E del citado anticlinal (rama de Llumeres de los mineros), habiendo sido las responsables de que la explotación no pudiera llevarse a cabo en las plantas más bajas.

El problema que estos cabalgamientos plantean es el de su relación con el sistema de fallas y kink bands directos antes descritos. Por una parte, el valor considerable del desplazamiento que dichos cabalgamientos presentan puede inducir a considerarles como estructuras independientes, pero por otra parte su disposición, y especialmente la de las fallas de orden menor que se aprecian en el flanco E del anticlinal de Llumeres parecen indicar que se trate esencialmente del mismo tipo de estructuras, generadas al final del proceso de plegamiento. Aunque con ciertas reservas aquí va a adoptarse este último criterio y se considerará que los cabalgamientos del sector de Llumeres, más que debidos a una fase diferente de deformación, son la manifestación más tardía de la primera fase.

LAS ESTRUCTURAS LIGADAS A LA ESQUISTOSIDAD DE CRENULACION

Así como todas las estructuras descritas hasta ahora caben dentro de un único esquema, de una misma fase de deformación que habría dado lugar a toda una sucesión de estructuras como consecuencia de la deformación progresiva, hay otro grupo de estructuras que son claramente la consecuencia de otra fase de deformación distinta. Así como la primera fase está ligada al desarrollo, aunque no generalizado,

de una esquistosidad de flujo, esta segunda fase está ligada a la formación de una esquistosidad de crenulación, aunque mucho menos generalizada aún que la primera esquistosidad. La riqueza de estructuras menores en relación con esta fase de deformación es mucho menor que para la primera fase y se reduce casi exclusivamente a crenulaciones, kink bands y pequeños pliegues de tipo chevron.

Las estructuras mayores.—Las estructuras mayores producidas durante esta fase de deformación pueden ser conocidas observando los cambios que a lo largo del corte sufre la disposición de la esquistosidad de flujo o de las superficies axiales de los pliegues, considerando que primitivamente tenían una disposición más o menos tendida. Estas superficies serían próximas a la horizontal hacia la parte W del corte y se irían levantando hacia la parte oriental del mismo. La disposición exacta de estas superficies antes del desarrollo de la segunda fase de deformación no puede, por supuesto, conocerse; no obstante ello no impide reconstruir con suficiente aproximación las estructuras generadas en la segunda fase de deformación. Estas estructuras han sido ya más o menos descritas al hacer la descripción del corte, al principio del trabajo, y por ello no se insistirá más sobre ellas; por otra parte la fig. 15 las muestra con suficiente claridad.

La observación de la figura 15, citada, permite poner en evidencia algunos hechos relacionados con esta fase de deformación, y que conviene destacar. En primer lugar llama la atención la suavidad de las estructuras, aunque existan fajas en las que la deformación es mayor. En segundo lugar interesa destacar el carácter de kink bands de grandes dimensiones (o a veces de chevrons) que tienen, por lo menos algunas de estas estructuras. Este es probablemente un rasgo general de las estructuras generadas durante esta fase de deformación, también por fuera del área estudiada. Tan sólo cuando se trata de estructuras afectando a formaciones en capas muy gruesas este carácter parece no observarse (anticlinal de Peñas, por ejemplo), pero aun en estos casos no es seguro que la estructura no pudiera asimilarse también a un pliegue de tipo kink si pudiera verse en toda su extensión; téngase en cuenta que sólo la bóveda del anticlinal de Peñas es visible. En tercer lugar hay que señalar que las estructuras de la segunda fase de deformación «miran» en sentido opuesto a las generadas durante la primera fase.

Los pliegues menores y la esquistosidad de crenulación.—Los pliegues a escala decimétrica tienen todos ellos la morfología de chevrons (láms. 24 y 25), o de grandes kink bands, a veces con kink bands de orden menor en su interior (lám. 26). Como existen todos los órdenes de dimensiones hasta la escala microscópica (crenulaciones), se comprende que pueden llegar a tenerse combinaciones relativamente complejas. No se va a insistir más sobre este problema ya que las estructuras ligadas a esta fase de deformación están siendo en la actualidad objeto de estudio en todo el occidente de Asturias por parte del Sr. J. A. Pulgar. Por lo que a las crenulaciones se refiere pueden verse todas las morfologías desde kink bands, directos e inversos, hasta micropliegues más o menos simétricos, al igual que sucede en la zona asturoccidental-leonesa (Marcos 1973); los fenómenos de disolución por presión son comunes. Las láminas 24 y 25 muestran varios ejemplos de estas crenulaciones.

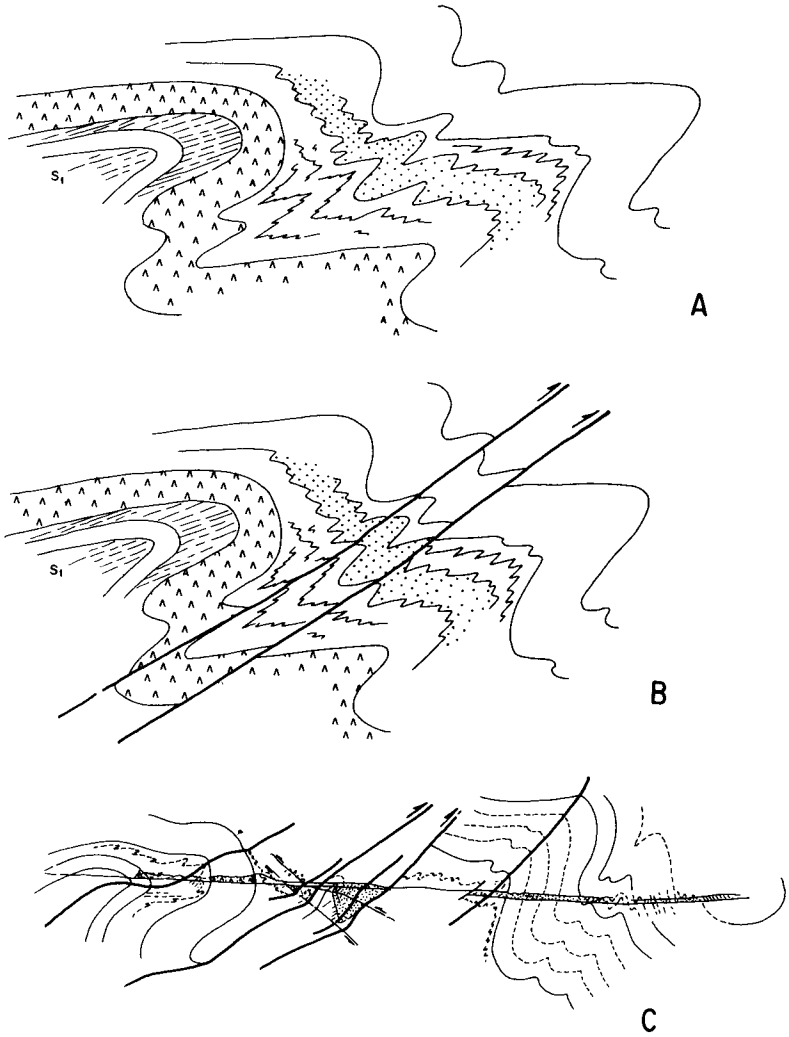


Fig. 15.—Evolución de la estructura de la región del Cabo Peñas. Parte superior; estructura después de la fase de plegamiento asociada a la esquistosidad de flujo (fase 1). Parte media; estructura después de la formación de los cabalgamientos de Llumeres (final de la 1.ª fase). Parte inferior; estructura actual (después de la 2.ª fase).

K i n k - b a n d s .—Los kink bands son frecuentes en toda el área considerada pero donde adquieren mayor desarrollo es en el sector de las Pizarras de Luarca, junto al Cabo Peñas. En este sector los kink bands se generan por deformación de la esquistosidad de flujo y presentan las dos bandas conjugadas (lám. 27). Las medidas realizadas muestran (fig. 16) que la esquistosidad de flujo forma la bisectriz del ángulo obtuso entre las dos bandas de kink. Esto demuestra (Borg & Handin 1966; Weiss 1969; Donath 1969; Cobbold *et al.* 1971) que la compresión en este sector fue paralela (o muy próxima) a las superficies de esquistosidad, ya que de otro modo se habría

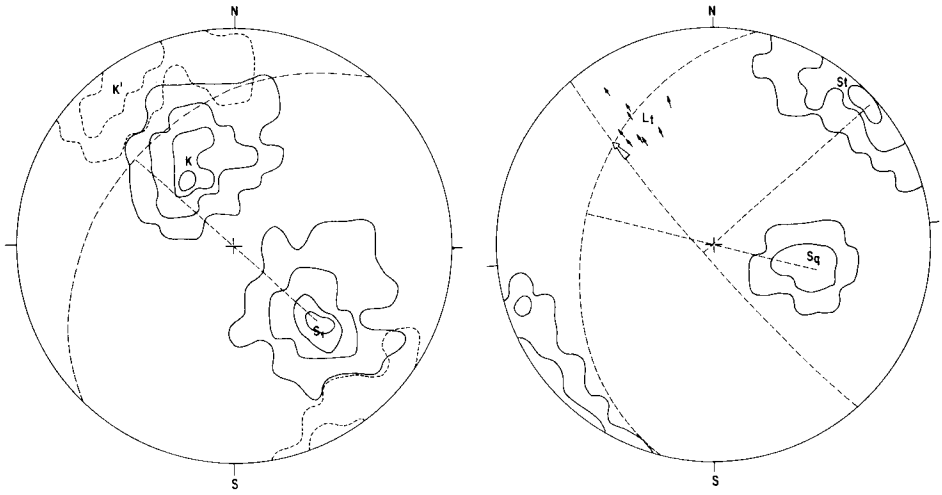


Fig. 16.—Izquierda: Proyección de los dos lotes de kink bands conjugados (k, k') y de la esquistosidad de flujo (S_1) en las Pizarras de Luarca en el área de Peñas. La esquistosidad de flujo forma la bisetriz del ángulo entre los dos lotes de kink bands. Contornos del 1,3 %, 8 %, 16 %, 22 % (k) para 75 puntos, del 4 y 16 % (k'), para 25 puntos y del 1,3 %, 10 %, 20 % y 25 % (S_1), para 74 puntos. Derecha: Proyección de los ejes de micropliegues en vetas de cuarzo y carbonatos (Lt), de las vetas de cuarzo y carbonatos (Sq; contornos del 8,3 % y 33 % sobre 12 puntos) y de las fracturas transversales (St; contornos del 3,8 %, 11,5 % y 19 % sobre 23 puntos), mostrando las relaciones geométricas existentes.

desarrollado una sola de las bandas. En el sector ocupado por las Pizarras de Formigoso, aunque la disposición de los kink bands es más compleja (entre otras causas, por la existencia de kink bands de distintos órdenes de dimensiones como ya se apuntó) pueden verse también bandas conjugadas dispuestas del mismo modo, sólo que allí se forman en función de la estratificación (lám. 3). En el sector ocupado por las Pizarras de Luarca, los kink bands se encuentran sólo en la parte E, es decir donde la esquistosidad se encuentra uniformemente inclinada al NW y donde no se observa la esquistosidad de crenulación. En el sector más próximo al cabo los kink bands faltan y en cambio existe la esquistosidad de crenulación y pliegues menores de segunda fase. Por lo que a su localización se refiere los kink bands de las Pizarras de Luarca se han formado en la zona de charnela del pliegue de primera fase de Peñas, donde las Pizarras de Luarca sufrieron una acumulación y desarrollaron una esquistosidad de flujo. Los kink bands se formaron en el volumen de roca correspondiente a esta zona de charnela, limitado por niveles muy competentes (conjunto vulcano-detrítico, Cuarcita de Barrios) que no permitían su propagación. Algo similar, aunque con mayores complicaciones debió suceder para las pizarras de Formigoso. El que en Peñas los kink bands desaparezcan hacia el cabo se debe al cambio de orientación de la esquistosidad de flujo (recuérdese que está plegada) y a la distinta posición que tiene también la estratificación (con buzamiento al SE, es decir contrario; fig. 17).

Por lo que respecta a la edad, los kink bands pueden considerarse como generados por la segunda fase de deformación. El que se formaran los diferentes tipos de estructuras descritos en relación con esta fase dependió de la orientación de las super-

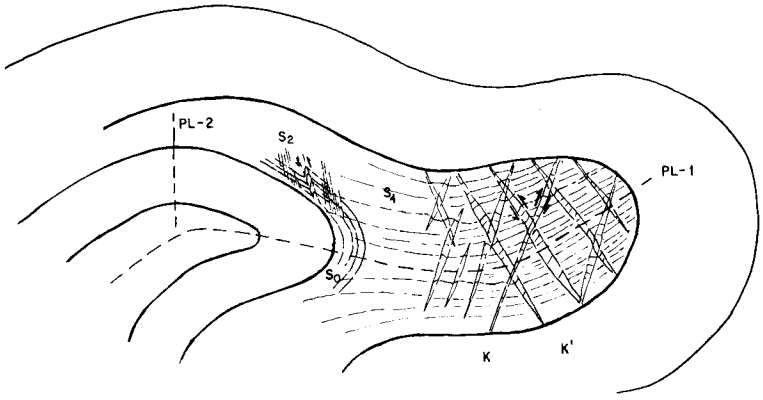


Fig. 17.—Esquema de la distribución de las estructuras de segunda fase en el pliegue de Cabo Peñas. PL-1, plano axial del pliegue de primera fase. S_0, estratificación, S_1, esquistosidad de flujo. PL-2, plano axial del anticlinal de segunda fase de Cabo Peñas, S_2, esquistosidad de crenulación. k, k', bandas conjugadas de kink.

ficies de discontinuidad en relación con los esfuerzos y del carácter más o menos foliado de la roca.

Estructuras por superposición de pliegues de las dos fases.—Las dos fases de plegamiento descritas son homoaxiales. Teniendo además en cuenta que los pliegues de la primera fase son acostados o inclinados y que miran al E, mientras que los de la segunda fase miran al W y tienen planos axiales próximos a la vertical, resulta claro que el tipo de superposición que puede esperar encontrarse es el tipo 3 de RAMSAY (1962). La gran estructura de Peñas debe ser interpretada de esta manera por las razones que ya se han expuesto en otros capítulos de este trabajo, pero por sus dimensiones esta estructura no es directamente visible. Estructuras de menores dimensiones observables a la escala del afloramiento pueden verse en las pizarras de Formigoso, algo al W del embarcadero de Llumeres; se trata de pliegues acostados, con ángulos entre los dos flancos muy agudos, que han sido replegados por la segunda fase de deformación (fig. 18 y lám. 29).

LAS ESTRUCTURAS TRANSVERSALES

Las estructuras transversales son poco aparentes en todo el sector NW de la región de pliegues y mantos. En este sector, a diferencia de lo que sucede en la mayor parte del resto de la zona cantábrica (JULIVERT & MARCOS 1973), la cartografía no muestra figuras de interferencia, por falta precisamente de desarrollo del sistema radial de pliegues. En el sector estudiado las únicas estructuras transversales son prácticamente estructuras menores. Estas son: 1) unas superficies verticales, con una orientación NW-SE; 2) micropliegues, con igual orientación, en las vetas de cuarzo a las que se ha hecho referencia al tratar de las estructuras ligadas a la primera fase de deformación.

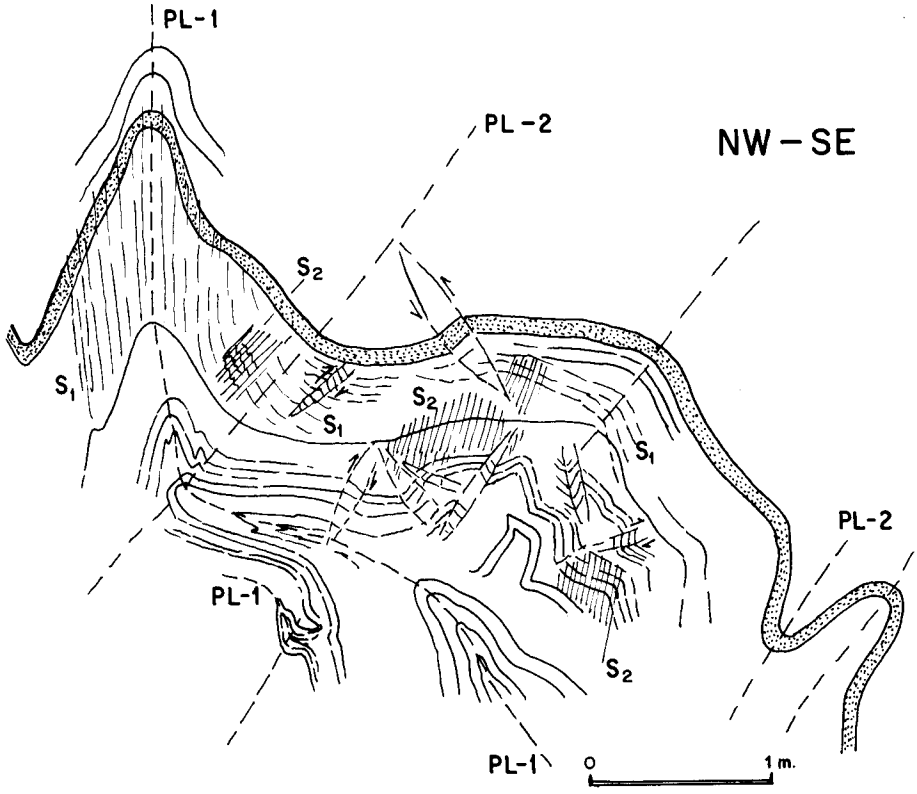


Fig. 18.—Detalle de los pliegues de primera fase replegados, en las Pizarras de Formigoso, al W de la ensenada de Llumeres. PL-1, plano axial de los pliegues de primera fase. S_1, esquistosidad de flujo de primera fase. PL-2, plano axial de pliegues de segunda fase. S_2, esquistosidad de crenulación de segunda fase.

El sistema de superficies antes citado que aparentemente tiene el aspecto de un sistema de diaclasas muy próximas, puede verse en diversos puntos a lo largo del corte, aunque no está en todas partes desarrollado. Se le encuentra por ejemplo en las Pizarras de Luarca (lám. 31), cerca del cabo, y en la Caliza de Moniello, junto a la ensenada del mismo nombre. Su orientación es netamente transversal a la dirección general de las estructuras. Se trata de superficies espaciadas entre 2 y 5 cm, y a veces incluso entre 10 y 20 cm. Aparentemente no se observan rotaciones en las bandas limitadas por estas superficies, de todos modos se trata probablemente del mismo tipo de estructuras que en zonas más internas de la cordillera (PÉREZ-ESTAUN 1974) se manifiestan en forma de chevrons, crenulaciones o kink bands verticales y de disposición transversal a las demás estructuras.

Los micropliegues en las vetas de cuarzo y carbonatos (lám. 30), se manifiestan sólo en el sector de las Pizarras de Luarca que es el único en el que existen las citadas vetas. Un diagrama con la disposición de los ejes de los mismos, es decir, de la lineación que determinan muestra que estos ejes están contenidos todos ellos en un plano

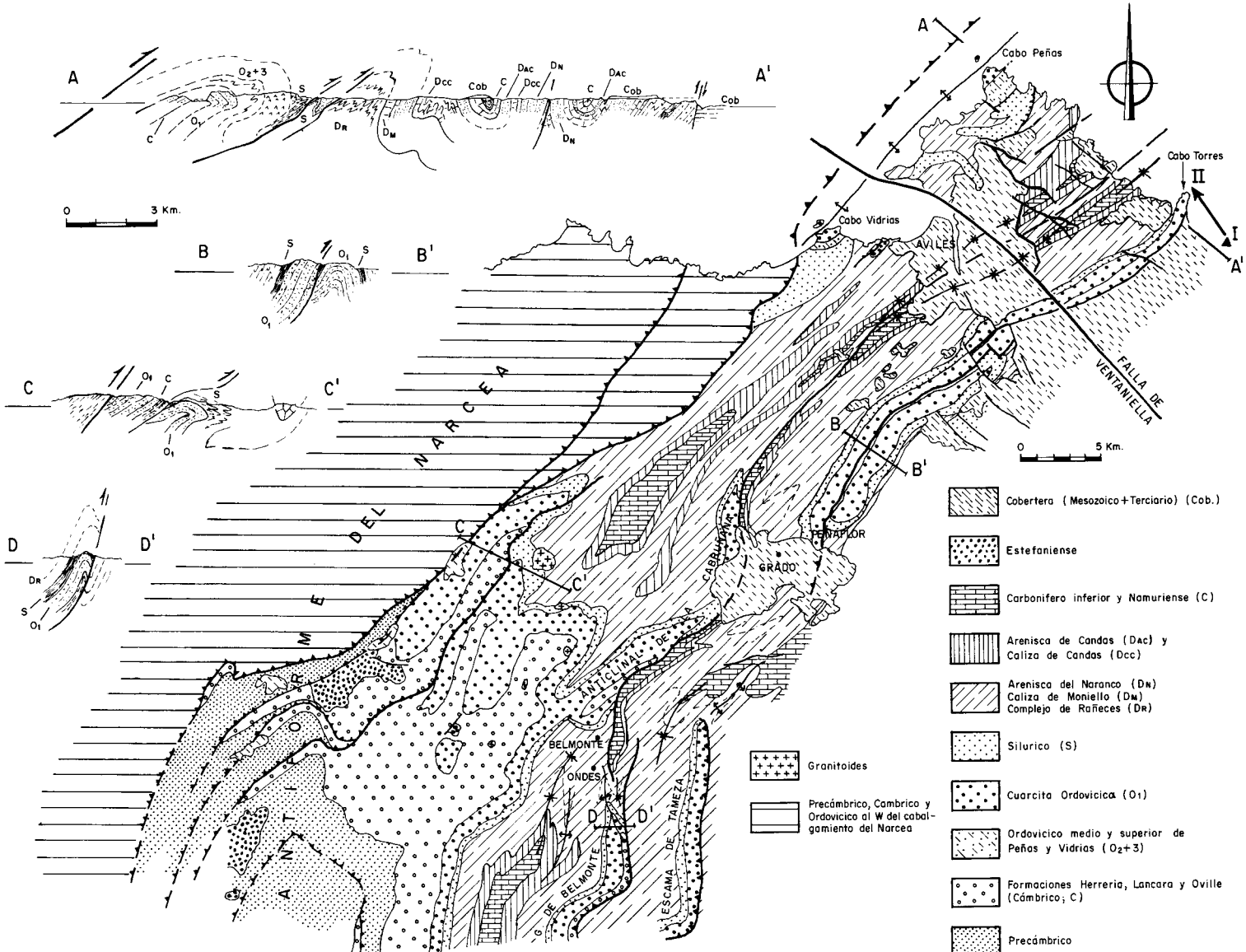
de orientación aproximada NW-SE; su inclinación, por supuesto, varía, pero ello está en relación con cambios de inclinación de las vetas de cuarzo. El plano que contiene los ejes de estos micropliegues coincide con el sistema de superficies antes descrito; los micropliegues se orientan de acuerdo con su intersección con las vetas de cuarzo (fig. 16). Estas relaciones, deducidas de mediciones efectuadas pueden observarse también directamente en el campo (lám. 31).

Con base a lo expuesto anteriormente se deduce la relación genética entre ambas estructuras. Ambas son el resultado de una misma deformación, que ha generado estructuras transversales con respecto al arco, en este sector. La relación indicada entre ambas estructuras plantea de todos modos algunos problemas. Los pliegues de las vetas de cuarzo indican un acortamiento, aunque pequeño. Asumiendo que se trata de pliegues de tipo ptigmático, sin variaciones en el grosor de las vetas, los acortamientos medidos oscilan entre $e=0{,}045$ y $e=0{,}06$, siendo $e=(l_1/l_0)-1$, es decir que en promedio el valor de e es de $-0{,}05$, lo que significa un acortamiento del 5 %. Esto implica que el material incompetente que engloba las vetas de cuarzo tuvo que haber sufrido también una contracción, aunque esta no sea aparente a partir de observaciones de campo. Esta contracción que tiene que ser por tanto normal a las superficies en relación con los micropliegues estaría de acuerdo con relacionar a estas superficies con los chevrons, lineaciones o kink bands transversales observados en otras áreas, aunque aquí no se aprecie rotación en el material comprendido entre dos superficies adyacentes.

Finalmente cabe señalar que en aquellas localidades en que los pliegues pueden ser seguidos bien sobre la superficie de abrasión al pie del acantilado, como sucede con varios de los pliegues en las Pizarras de Formigoso, se ve cómo están algo deformados por estructuras transversales. Así, por ejemplo, pliegues de plano axial vertical en las Pizarras de Formigoso (pliegues de primera fase verticalizados por efecto de la segunda, ver fig. 3) pueden verse a través de la superficie de abrasión con las superficies axiales y los flancos deformados en suaves ondulaciones de eje vertical. Estas estructuras deben relacionarse también con las estructuras transversales descritas antes; todas ellas son la manifestación de una deformación transversal tardía.

LAS ESTRUCTURAS DEL CORTE DE CABO PEÑAS DENTRO DEL CONTEXTO REGIONAL

La zona N de la región de pliegues y mantos ha planteado siempre el problema de saber qué estructuras hay que asignar a cada fase de deformación. La tectónica de escamas desaparece o queda muy atenuada a partir del paralelo de Grado-Oviedo, hacia el N, hasta el punto que la única faja de cuarcita que llega hasta la costa (aparte del afloramiento en el anticlinal en Cabo Peñas) es la que forma la punta del Cabo Torres. El problema es saber en qué medida los pliegues de este sector se han producido en relación con la primera deformación y qué relación guardan con los cabalgamientos de más al S. La observación del mapa geológico del área comprendida entre la faja de cuarcita de Peñaflor-Cabo Torres y el gran cabalgamiento de La Espina muestra que todo este área está formado por una serie de pliegues de los cuales, los más occidentales, que son los que corresponden al corte estudiado, levantan sus ejes


A
A'
O_2+3
S
C
O_1
D_R
D_M
Dcc
Cob
D_{AC}
D_N
0
3 Km.
B
B'
C
C'
D
D'
Cabo Peñas
Cabo Torres
Cabo Vidrias
AVILES
II
I
FALLA DE VENTANIELLA
0
5 Km.
PENAFLOR
GRADO
CABRUÑANA
ANTICLINAL DE LA TINEA
BELMONTE
ONDES
G. DE BELMONTE
ESCAMA DE TAMEZA
ZONA DEL NARCEA
ZONA ASTURO OCCIDENTAL
Cobertera (Mesozoico+Terciario) (Cob.)
Estefaniense
Carbonifero inferior y Namuriense (C)
Arenisca de Candas (D_{AC}) y Caliza de Candas (Dcc)
Arenisca del Naranco (D_N) Caliza de Moniello (D_M) Complejo de Rañeces (D_R)
Silurico (S)
Cuarcita Ordovicica (O_1)
Ordovicico medio y superior de Peñas y Vidrias (O_2+3)
Formaciones Herreria, Lancara y Oville (Cámbrico; C)
Precámbrico
Granitoides
Precámbrico, Cambrico y Ordovicico al W del cabalgamiento del Narcea

hacia el S permitiendo así el afloramiento de una extensa área formada por materiales ordovícicos y cámbricos y finalmente de la gran ventana tectónica del Narcea (fig. 19). El límite SE de esta franja puede considerarse que lo forma el anticlinal de cuarcita ordovícica (y cabalgamiento asociado) de la Cabruñana, estructura que debe alcanzar la costa algo más al SE del extremo del corte descrito. Así pues el área comprendida entre la franja cuarcítica de Peñaflor-Torres y el cabalgamiento que sigue a lo largo del antiforme del Narcea (cabalgamiento de La Espina) puede dividirse en dos unidades separadas por la estructura de La Cabruñana y que coinciden con los dos grandes sinclinales que forman la estructura de la costa entre los cabos Peñas y Torres (JULIVERT & TRUYOLS, *in* IGME 1973 *a*).

Las dos estructuras límite de las dos unidades consideradas (el anticlinal de La Cabruñana y la franja de cuarcita ordovícica de Peñaflor-Cabo Torres) encuentran su prolongación más al S, aunque de manera algo indirecta, en las escamas de Belmonte y Tameza, por consiguiente deben considerarse contemporáneas con ellas y por consiguiente de primera fase. Las estructuras de La Cabruñana y Peñaflor-Torres son anticlinales relacionados con un cabalgamiento (fig. 19) y representan la evolución estructural hacia el N de las escamas antes citadas. La estructura es clara en el anticlinal de La Cabruñana y en el que forma el extremo N de la escama de Belmonte, junto a Ondes (fig. 19, cortes D-D'). En la estructura del extremo N de la escama de Belmonte, particularmente, se pasa de ser la superficie de cabalgamiento paralela a la estratificación a cortarla con un ángulo casi recto al dibujar las capas una terminación periclinal. La estructura es la representada en la fig. 19, y puede ser considerada como el frente de una escama. A partir de esta estructura se pasaría simplemente a un pliegue o un pliegue-falla por disminución de la amplitud del cabalgamiento. La estructura de la faja cuarcítica de Peñaflor-Torres es algo diferente y se asemeja a la estructura que se presenta en Teverga, hacia la terminación N de la escama de La Sobia (SOLER 1967).

Por lo que se refiere a toda la multitud de pliegues que forman el área que se está considerando (y el área al SE de la faja de cuarcita de Peñaflor-Torres, hasta la Cuenca Carbonífera Central), es difícil precisar el papel jugado por cada fase de deformación en la consecución de la estructura actual, aunque a juzgar por el papel jugado por cada fase en el corte de Peñas-Antromero puede pensarse que fue la primera fase la que jugó un papel esencial. Las modificaciones establecidas por la segunda fase no deben de todos modos despreciarse. Sin entrar en detalles, lo cual no sería posible pues toda el área no ha sido estudiada con suficiente detalle, pueden señalarse los siguientes hechos:

Fig. 19.—Esquema geológico del área entre Cabo Peñas y Belmonte, según datos de ARBOLEYA, GUTIÉRREZ-CLAVEROL, JULIVERT, MARCOS, F. MARTÍNEZ, J. A. MARTÍNEZ-ALVAREZ, PULGAR, TORRES-ALONSO & TRUYOLS (*in* Inst. Geol. Min. España, Mapa 1 : 50.000, hojas de Gijón, Avilés, Tineo, Grado y Belmonte) y BEROIZ (1968). El bloque de Cabo Peñas (al N de la falla de Ventaniella) ha sido dibujado desplazado de su posición actual, para deshacer el juego de la citada falla. I es la posición real del Cabo Torres y el Vector I-II es el desplazamiento que se ha dado al bloque en cuestión.

1) Muchos pliegues, bastante apretados, son muy verticales o tienen vergencias hacia el W, como por ejemplo los pliegues de las Foces de Morcín o del área al NW del Aramo (LLOPIS 1960, PELLO 1968), lo cual hace pensar, como mínimo, si es que son pliegues de primera fase, en una modificación de su posición espacial.

2) Un anticlinal claramente de segunda fase como es el anticlinal de Cabo Peñas puede trazarse claramente por lo menos hasta Cabo Vidrias, marcándose bien en la cartografía y aunque de un modo más confuso más hacia el S aún.

3) Algunas estructuras que se marcan bien en la cartografía se ve que hacia el S deforman las superficies de cabalgamiento en torno a la ventana tectónica del Narcea.

4) Un corte desde Cornellana hacia el W, hasta el cabalgamiento de La Espina muestra una estructura probablemente bastante parecida a la del corte entre Peñas y Antromero. En la zona de Arcellana, y menos claramente en la subida a La Espina, se observan en la Arenisca de Furada pliegues menores acostados y basculados hacia el E (fig. 19), lo que indica que estas estructuras se sitúan en el flanco E de un anticlinal de segunda fase, más o menos prolongación del de Peñas. Más al E, el Complejo de Rañeces está afectado por una serie de pliegues que aunque no se siguen bien con detalle parecen comparables a los que se desarrollan en el corte de la costa. A este sector replegado sigue al E una serie homoclinal representada por las formaciones desde la Caliza de Moniello hasta el Carbonífero, de un modo parecido a lo que sucede en la costa. Más al E sería arriesgado proseguir con las comparaciones; en el corte de Cornellana las estructuras que siguen son el amplio sinclinal de Cornellana y a continuación una serie de pliegues apretados que conducen al anticlinal de La Cabruñana.

DESARROLLO DE LA DEFORMACION: CONCLUSIONES

La región de Cabo Peñas constituye un área particularmente adecuada para trazar una sucesión de acontecimientos tectónicos, que puede probablemente tomarse como modelo para un determinado sector del orógeno herciniano en el NW de la Península.

El área estudiada, que corresponde al sector de la zona cantábrica más próximo al antiforme del Narcea, se caracteriza por encontrarse prácticamente en el límite entre dos dominios de la cordillera herciniana europea, en su sector NW de la Península. Por un lado un dominio (parte externa de la cordillera: zona cantábrica) en el que la deformación no ha sido acompañada de un desarrollo significativo de la esquistosidad ni del metamorfismo. Por otro lado (zona asturoccidental-leonesa, a partir del antiforme del Narcea, hacia el W), un dominio con un desarrollo general de la esquistosidad y del metamorfismo, aunque este último de bajo grado.

En el área estudiada, la esquistosidad alcanza un cierto desarrollo, pudiendo distinguirse entre: 1) Esquistosidad de flujo, generada durante una primera fase de deformación y que en determinados puntos alcanza bastante desarrollo, con formación de filosilicatos orientados, pero que en general es débil y ligada esencialmente a disolución por presión (presure solution); 2) Esquistosidad de crenulación, aunque no

generalizada, generada durante una segunda fase de deformación. El metamorfismo está ausente en la mayor parte del área, pero localmente puede observarse un metamorfismo débil que llega a desarrollar clorita.

La deformación, como es normal, tiene un carácter polifásico pudiendo distinguirse entre una primera fase que está ligada a la generación de una esquistosidad de flujo y de toda una multitud de estructuras menores de diversos tipos y una segunda fase en relación con la cual localmente se genera una esquistosidad de crenulación.

El desarrollo de la primera deformación puede seguirse paso a paso bastante bien ya que las estructuras menores ligadas a ella no se formaron todas simultaneamente. La primera fase de deformación dio lugar a una estructura en pliegues cuya posición varía desde acostados hasta inclinados, con vergencias al E. La geometría de los pliegues de dimensiones mayores (esencialmente dos anticlinales separados por un sinclinal fallado) no puede establecerse con exactitud, pero los pliegues de dimensiones menores (visibles a la escala del afloramiento) tienen una geometría de pliegues en chevron, modificada por un aplastamiento producido durante las últimas etapas del plegamiento. El mecanismo de formación de estos pliegues ha sido pues en gran medida el deslizamiento de unas capas sobre otras según las superficies de estratificación, como corresponde a los pliegues de tipo chevron.

En la historia de la sucesión de estructuras producida por la primera fase de deformación, las primeras estructuras generadas son cuñas que producen ligeros solapamientos en las capas competentes. Estas estructuras debieron formarse antes o/y en etapas muy precoces del desarrollo de los pliegues puesto que se encuentran a su vez plegadas y cortadas por la esquistosidad de flujo. Las capas incompetentes respondieron durante esta primera etapa de deformación acortándose de un modo más o menos homogéneo.

Una vez iniciados los pliegues, estos se desarrollarían según los principios que rigen la formación de pliegues de tipo chevron, hasta que, a partir de un determinado grado de acortamiento, empezó a generarse la esquistosidad y los pliegues fueron sufriendo aplastamiento. En las etapas finales de evolución de estos pliegues el proceso de aplastamiento normal a las superficies axiales dio lugar a la formación de bandas conjugadas de kink bands directos o a sistemas conjugados de fracturas. Los boudins, frecuentes en los flancos de los pliegues, se desarrollaron durante etapas tardías de la evolución de los pliegues, como demuestra su relación con las fracturas y kink bands directos.

Así pues, la primera fase de deformación fue una fase de plegamiento que, en esta zona situada en el límite del desarrollo del metamorfirmo y la esquistosidad, dio pliegues paralelos de tipo chevron modificados por un cierto aplastamiento.

Las últimas etapas de aplastamiento de los pliegues condujeron a la formación de kink bands directos y fracturas. Algunas fracturas pudieron alcanzar mayores dimensiones y de este modo pudieron originarse los cabalgamientos que separan los dos anticlinales que forman la estructura del corte estudiado. Estos cabalgamientos pueden pues considerarse como los efectos finales de la primera fase de deformación.

Todas las estructuras descritas hasta aquí, aparte el carácter más o menos ro-

tacional que la deformación debió haber tenido, implican una posición del elipsoide de deformación con su eje menor normal a los planos axiales de los pliegues y su eje mayor o dirección de extensión perpendicular al eje de los pliegues y contenido en su plano axial. Las estructuras generadas durante la segunda fase de deformación indican una disposición del elipsoide completamente diferente, con respecto a la disposición que tenía durante la primera fase. Las estructuras de la primera fase son deformadas por pliegues laxos, homoaxiales con los primeros pero con los planos axiales cortándose según ángulos altos.

La segunda fase de deformación dio estructuras, en muchos casos, de tipo kink y originó una esquistosidad de crenulación.

Finalmente deformaciones más tardías originaron estructuras de orientación transversal a las anteriores.

BIBLIOGRAFIA

ARBOLEYA, M.ª L. (1973).—La estructura herciniana a lo largo del corte de la costa entre el cabo Vidrias y Ballota (Asturias, NW de España). *Brev. Geol. Ast.*, Año 17, n.º 4, pp. 49-55, 5 figs., Oviedo.

BEROIZ, C. (1968).—Nota sobre la prolongación norte de la escama de Belmonte (Asturias) y estructuras asociadas. *Brev. Geol. Ast.*, Año 12, n.º 3, pp. 6-10, 2 figs., Oviedo.

BORG, I. & HANDIN, J. (1966).—Experimental deformation of crystalline rocks. *Tectonophysics*, vol. 3, n.º 4, pp. 249-368, 42 figs., 19 láms., Amsterdam.

CLOOS, E. (1961).—Bedding slips, wedges, and folding in layered sequences. *C. R. Somm. Soc. Géol. Finlande*, n.º 33, pp. 106-122, 20 figs., Helsinki.

——— (1964).—Wedging, bedding plane slips, and gravity tectonics in the Appalachians. *in* Tectonics of the Southern Appalachians, *VPI Dpt. Geol. Sc. Memoir* 1, pp. 63-70, 7 figs., Roanoke.

COBBOLD, P. R., COSGROVE, J. W. & SUMMERS, J. M. (1971).—Development of internal structures in deformed anisotropic rocks. *Tectonophysics*, vol. 12, n.º 1, pp. 23-53, 21 figs., Amsterdam.

DEWEY, J. F. (1965).—Nature and origin of kink-bands. *Tectonophysics*, vol. 1, n.º 6, pp. 459-494, 30 figs., Amsterdam.

DONATH, F. A. (1969).—Experimental study of kink-band development in Martinsburg slate. *Geol. Surv. Canada*, Paper 68-52, pp. 255-292, 22 figs., Ottawa.

INST. GEOL. MIN. ESPAÑA (1973).—Mapa Geológico de España E. 1 : 50.000. Hoja n.º 14 (13-03) Gijón (2.ª serie). Cartografía: C. Beroiz, J. Ramírez del Pozo, G. Giannini, A. Barón, M. Julivert & J. Truyols. Memoria: M. Julivert, J. Truyols, J. Ramírez del Pozo & G. Giannini.

——— (1973).—Mapa Geológico de España E. 1 : 50.000. Hoja n.º 13 (12-03) Avilés (2.ª serie). Cartografía y Memoria: M. Julivert, J. Truyols, A. Marcos & M.ª L. Arboleya.

——— (in lit.).—Mapa Geológico de España E. 1 : 50.000. Hoja n.º 27 (11-04) Tineo (2.ª serie). Cartografía: M. Julivert, A. Marcos, J. A. Pulgar. Memoria: M. Julivert, A. Marcos, F. Martínez & J. Truyols.

——— (in lit.).—Mapa Geológico de España E. 1 : 50.000. Hoja n.º 51 (11-05) Belmonte (2.ª serie). Cartografía: M. Julivert, A. Marcos & J. A. Pulgar. Memoria: M. Julivert, A. Marcos, F. Martínez & J. Truyols.

——— (in lit.).—Mapa Geológico de España E. 1 : 50.000. Hoja n.º 28 (12-04) Grado (2.ª serie). Cartografía: J. A. Martínez-Alvarez, M. Gutiérrez-Claverol & M. Torres-Alonso.

JULIVERT, M. (1967).—La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga. *Trabajos de Geol.*, Universidad de Oviedo, n.º 1, pp. 59-76, 1 map., Oviedo.

——— (1971).—Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of NW Spain. *Am. Jour. Sci.*, vol. 270, n.º 1, pp. 1-29, New Haven.

——— & MARCOS, A. (1973).—Superimposed folding under flexural conditions in the cantabrian zone (Hercynian cordillera, Northwest Spain). *Am. Jour. Sci.*, vol. 273, pp. 353-375, 10 figs., New Haven.

———, ——— & PÉREZ-ESTAUN, A. (in lit.).—La chaîne hercynienne europeenne: L' arc ibéro-armoricain.

JULIVERT, M. & TRUYOLS, J. (1972).—La coupe du Cabo Peñas, une coupe de référence pour l'Ordovicien du Nord-Ouest de l'Espagne. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.* n.º 6, pp. 241-243, 1 fig., París.

LLOPIS, N. (1960).—Estudio geológico de las sierras de la Coruxera, Mostayal y Monsacro. *Brev. Geol. Ast.*, n.º 3-4, pp. 3-132, 19 figs., Oviedo.

MARCOS, A. & ARBOLEYA, M.ª L. (1975).—Evidence of progressive deformation in minor structures in Western Asturias (NW Spain). *Geol. Rundschau*, vol. 64, n.º 1, pp. 278-287, 10 figs., Stuttgart.

PELLO, J. (1968).—Nuevos datos sobre la estratigrafía y tectónica del borde NO de la Cuenca Carbonífera Central de Asturias. *Bol. Geol. Min.*, vol. 79, fasc. 2, pp. 115-129, 9 figs., Madrid.

PÉREZ-ESTAUN, A. (1975).—Estratigrafía y estructura de la rama sur de la zona asturoccidental-leonesa. Tesis Universidad de Oviedo (inédito).

RAMSAY, J. G. (1967).—Folding and fracturing of rocks. 1 vol., 567 pp., Mc Graw-Hill Book Co., New York.

——— (1974).—Development of chevron folds. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 85, n.º 11, pp. 1.741-1.754, Boulder.

SITTER, L. U. de (1958).—Boudins and parasitic folds in relation to cleavage and folding. *Geol. Mijnbouw*, vol. 20, pp. 272-286, Gravenhage.

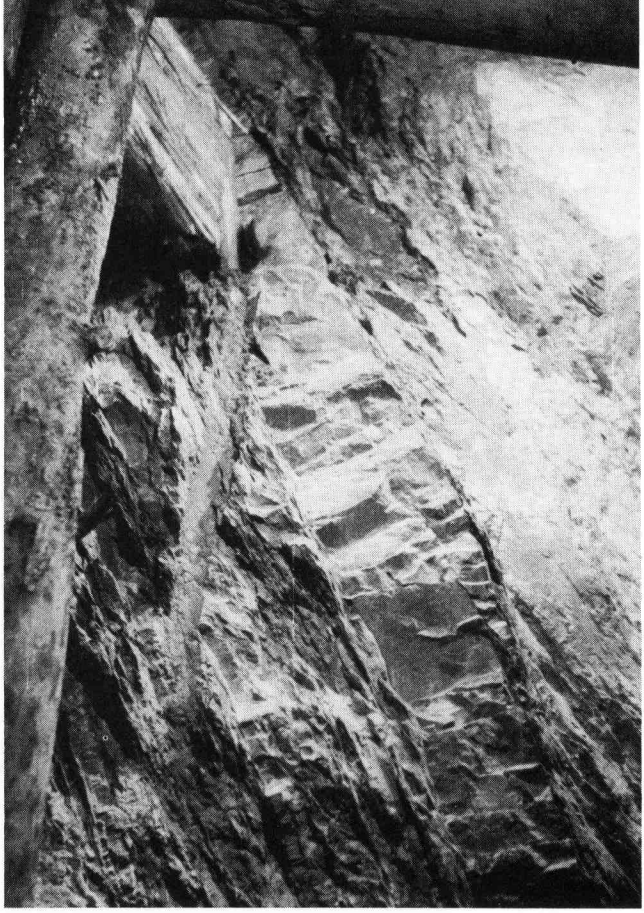
——— (1964).—Structural geology (2.ª edic.), 1 vol., 551 pp., Mc Graw-Hill Book Co., New York.

SOLER, M. (1967).—Evolución longitudinal del cabalgamiento de Peña Sobia (Asturias). *Acta Geol. Hispánica*, Año II, n.º 4, pp. 82-84, 2 figs., Barcelona.

TRUYOLS, J. & JULIVERT, M. (1976).—La sucesión paleozoica entre Cabo Peñas y Antromero. *Trabajos de Geol.*, Universidad de Oviedo, n.º 8. pp. 5-30, 2 figs., Oviedo.

WEISS, L. E. (1969).—Flexural-slip folding of foliated model materials. *Geol. Surv. Canada*, Paper 68-52, pp. 294-357, 20 figs., 19 láms., Ottawa.

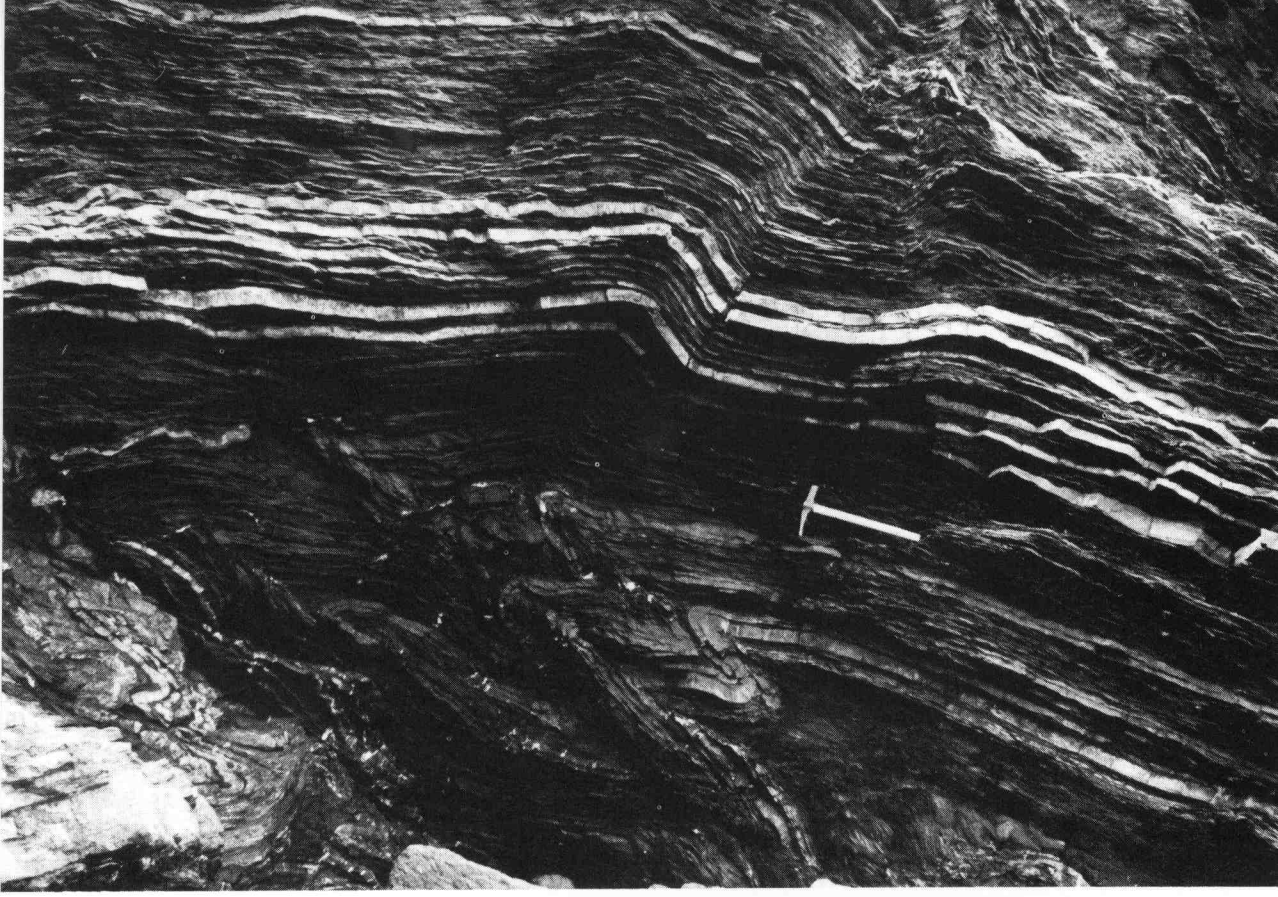
Lám. 1.—Parte superior: Cuñas en capas de cuarcita, entre pizarras, en la Arenisca de Furada. Mina de Llumeres, transversal de la 5.ª planta.
Parte Inferior: Capa con oolitos de chamosita con cuñas plegadas en las Pizarras de Luarca entre el Cabo Peñas y la punta de El Castro. Obsérvese la esquistosidad de flujo con respecto a los pliegues.



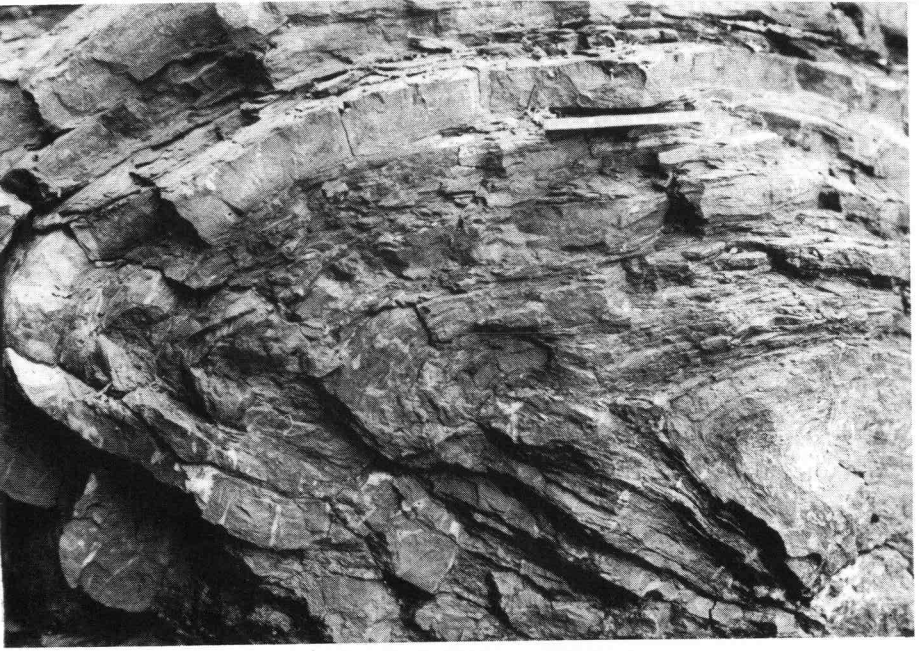
Lám. 2.—La misma localidad, en las Pizarras de Luarca, de la lámina anterior.
Parte superior: Detalle de cuñas plegadas.
Parte inferior: Vista general de la capa competente. Las letras a y b indican respectivamente la situación de las fotos superior izquierda y superior derecha.

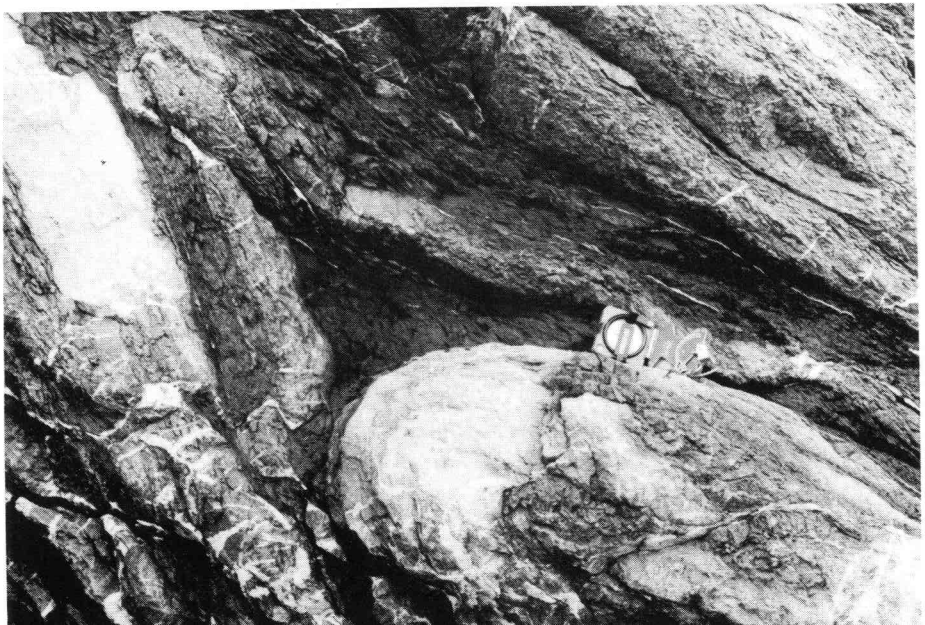
b
a

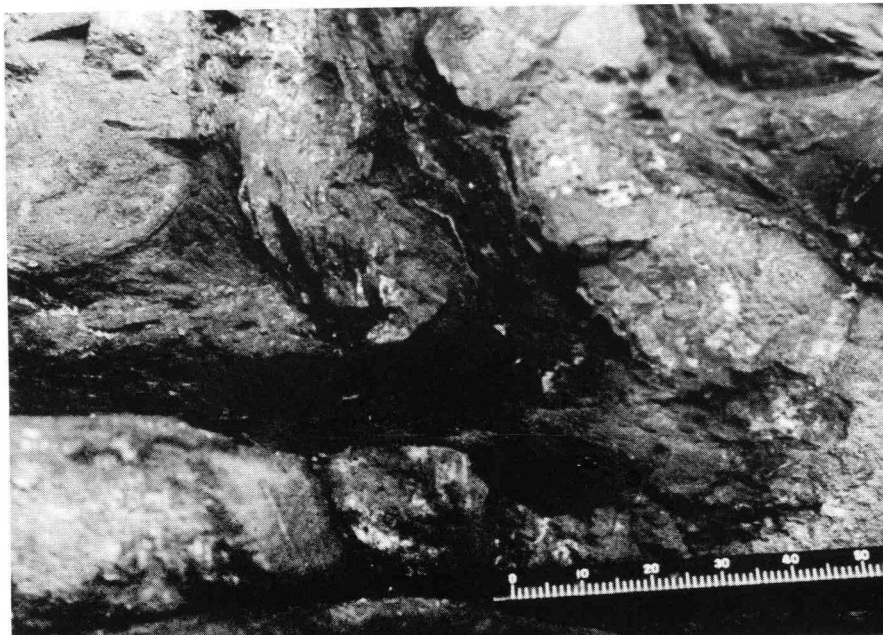
Lám. 3.—Pliegues tumbados de primera fase, en las Pizarras de Formigoso, cerca de Llumeres. En el pliegue de la foto superior puede verse un par de bandas de kink conjugadas posteriores al pliegue (en relación con la segunda fase de deformación). Estos pliegues corresponden a los indicados por A y B en la fig. 3.



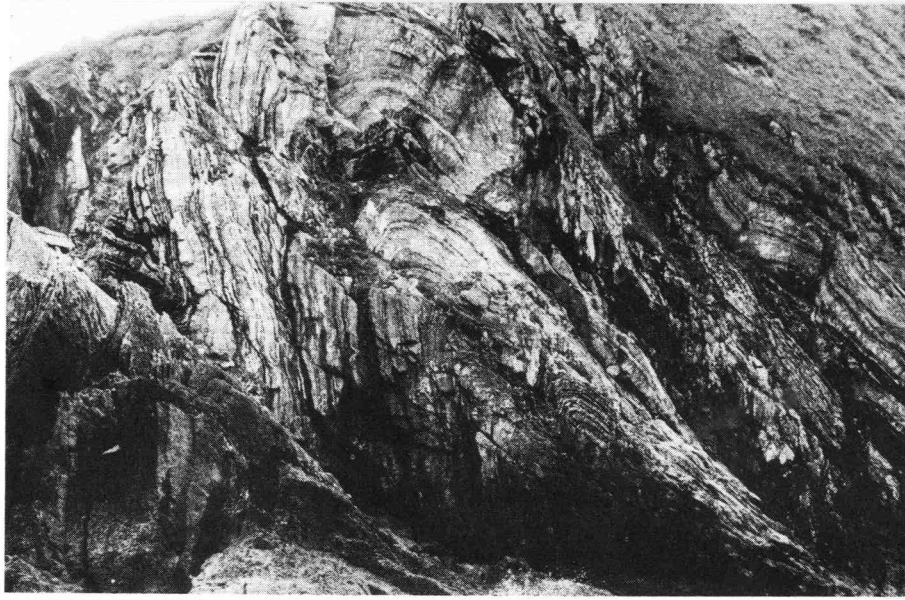
Lám. 4.—Detalle de los pliegues acostados e inclinados de primera fase. Parte superior izquierda: Pliegue acostado en las Pizarras de Formigoso, cerca de la ensenada de Llumeres.
Parte superior derecha: Pliegues acostados en la Caliza de Nieva de la Punta de Narvata.
Parte inferior: Estructuras de acomodación en las zonas de charnela. Obsérvese la disposición axial de la esquistosidad en los niveles incompetentes.

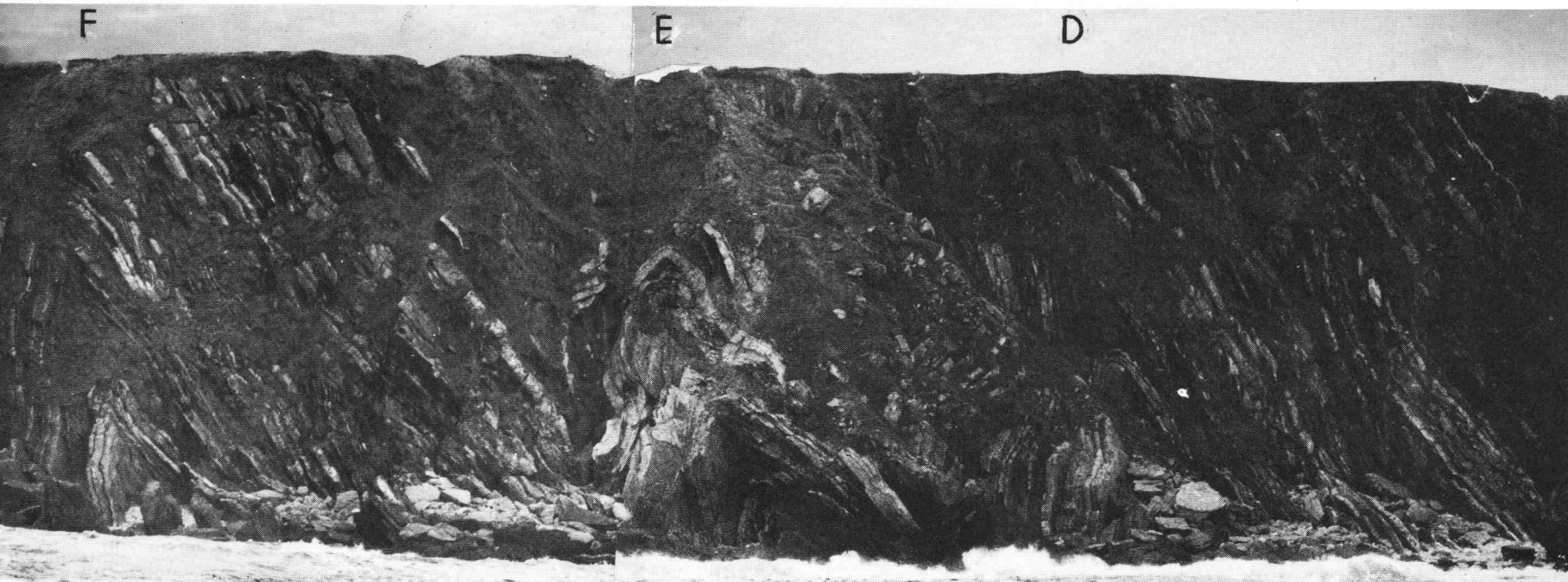




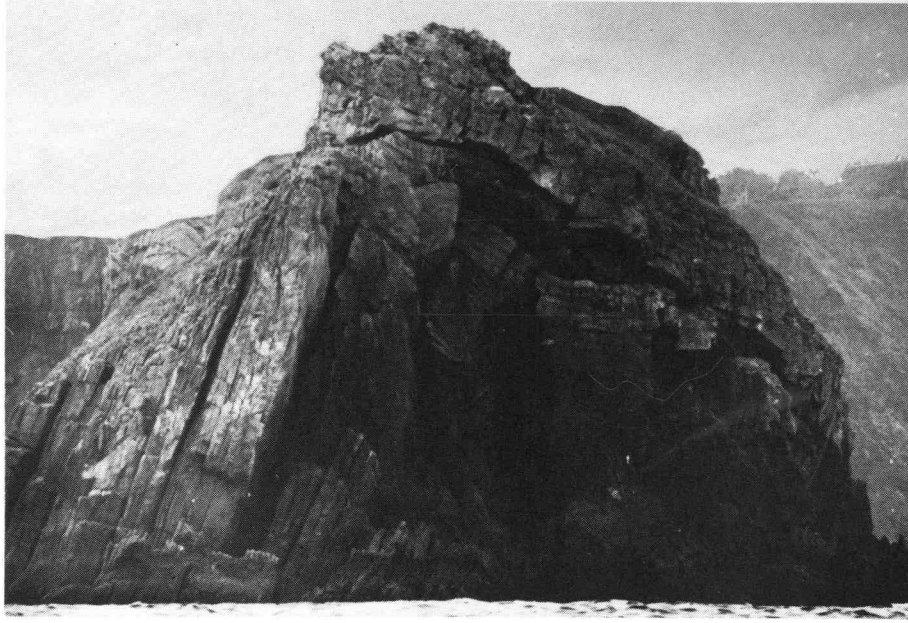

0
10
20
30
40
50

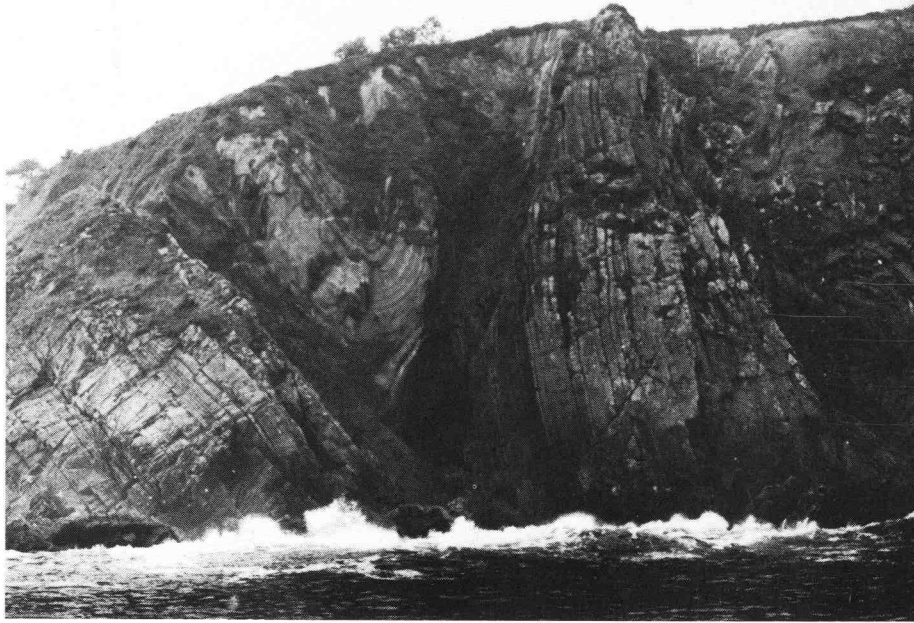
Lám. 5.—Pliegues inclinados de primera fase en el Complejo de Rañeces. Obsérvese la tendencia a la forma en chevrons (zona de charnela reducida, flancos largos y rectilíneos).
Parte superior: Pliegues en la Caliza de Nieva-Dolomía de Bañugues entre la punta de La Narvata y la ensenada de Bañugues. En el pliegue de la parte superior izquierda obsérvese la estructura de acomodación. Estos pliegues corresponden a los señalados con A (foto de la derecha) y B (izquierda) en las fig. 5 y 6.
Parte inferior: Pliegues en las capas de Ferroñes-Arnao, al W de la punta de Aguión (comparar con la fig. 6).



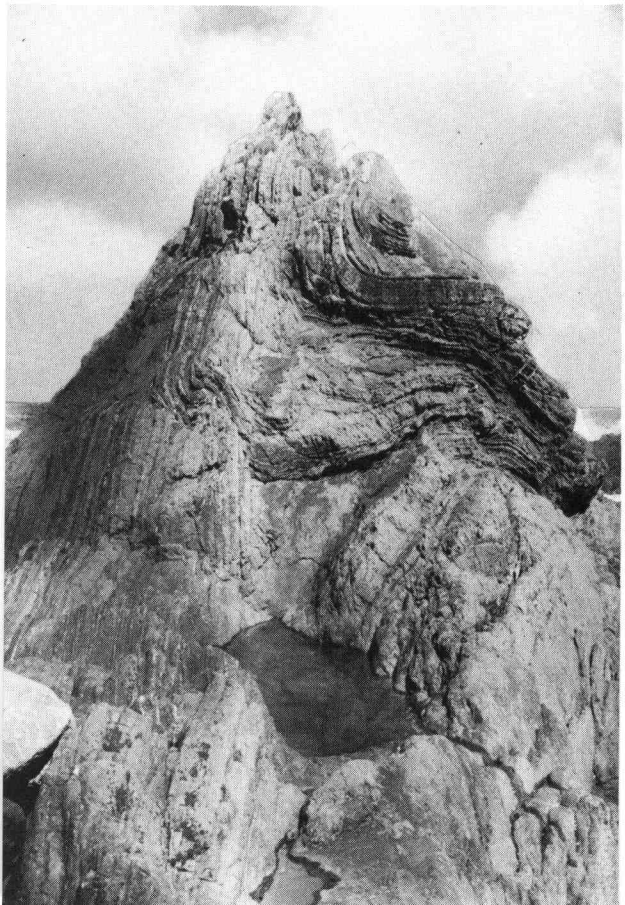

F
E
D

Lám. 6.—Izquierda: Pliegue en la Caliza de Candás junto a la Punta de La Vaca (B, en la fig. 7). Obsérvese su forma en chevron, los «saddle reefs» en la zona de charnela, los boudins tardíos en los flancos y los sistemas conjugados de fracturas.
Derecha, parte superior: Anticlinal de la Punta de La Vaca (A en la fig. 7).
Derecha, parte inferior: Sinclinal entre la punta de La Vaca y la punta del Caballo (C en la fig. 7). Obsérvese la estructura de acomodación.

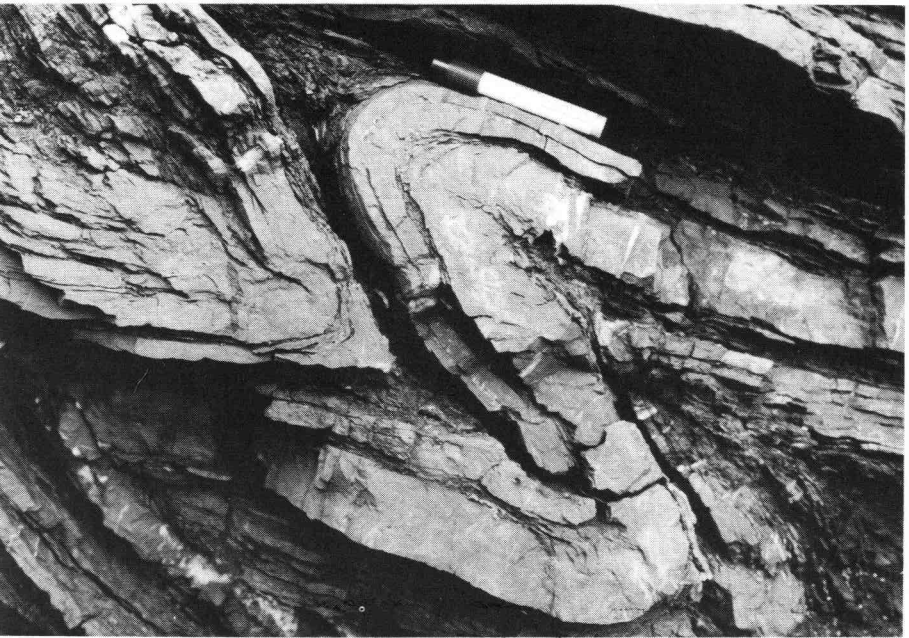




Lám. 7.—Pliegues en la Caliza de Candás al E de la punta de La Vaca. Parte superior izquierda: Detalle del pliegue de la lámina anterior (izquierda). Obsérvense los «saddle reefs».
Parte superior derecha: Rellenos de calcita en las zonas de charnela, aprovechando las superficies de estratificación o en planos paralelos a ellas y esquistosidad con una disposición algo en abanico.
Parte inferior: Pliegues con estructuras de acomodación. Obsérvese el colapso en la zona de charnela.

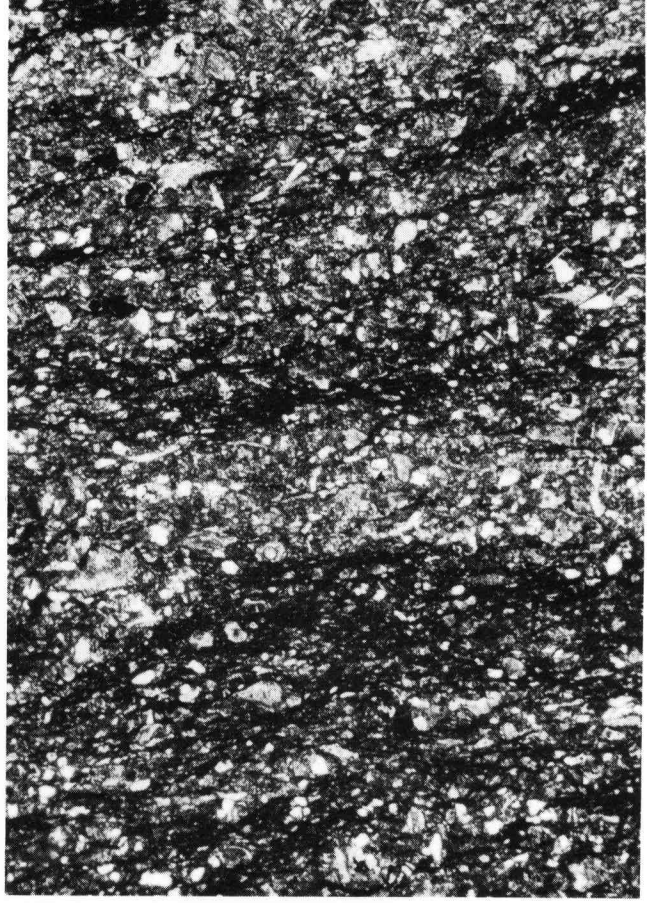


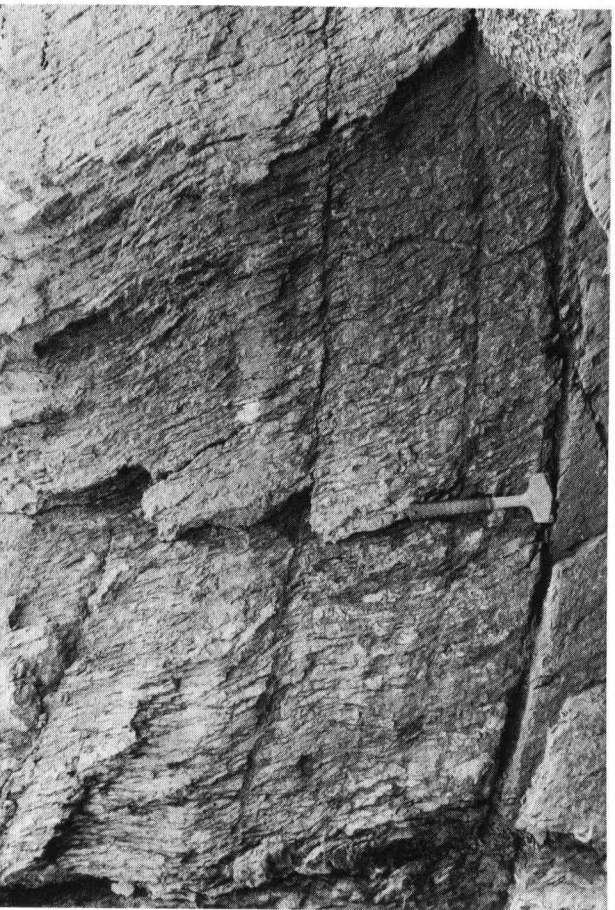
Lám. 8.—Pliegues de primera fase en la Caliza de Candás entre Luanco y la Punta del Caballo (parte superior y parte inferior derecha) y en las Pizarras de Formigoso (parte inferior izquierda). Obsérvese el engrosamiento en las zonas de charnela que sitúa estos pliegues en la clase 1C de Ramsay. Las gráficas obtenidas a partir de estos pliegues pueden verse en la fig. 10. Obsérvese que ni siquiera las capas de cuarcita (pliegues de la foto inferior izquierda) dibujan pliegues de tipo paralelo.



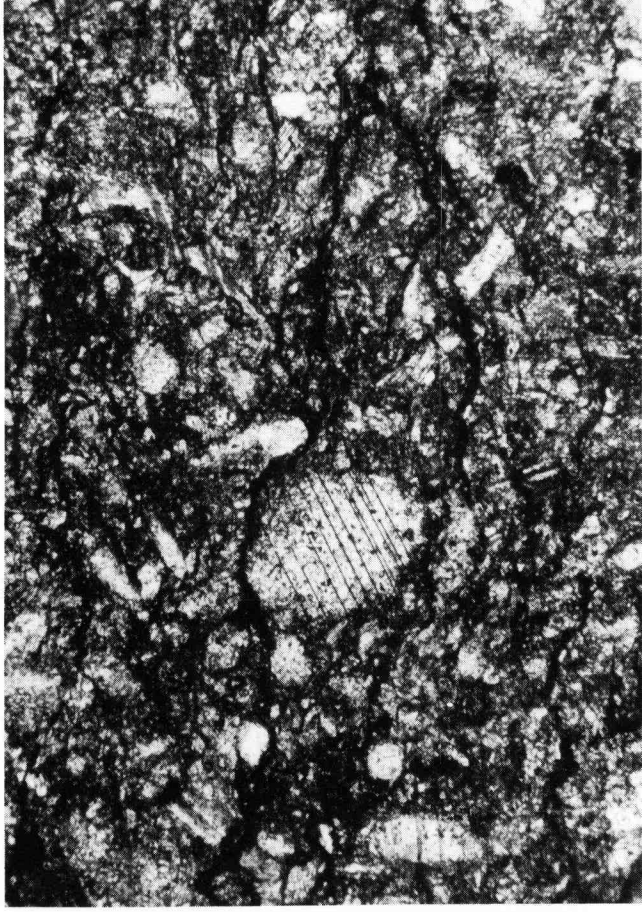
Lám. 9.—Pliegue de primera fase en los niveles de Ferroñes, inmediatamente al E de la ensenada de Bañugues (pliegue C de las fig. 5 y 6). Obsérvese la disposición en abanico convergente (hacia el núcleo del pliegue) de la esquistosidad (S_1).

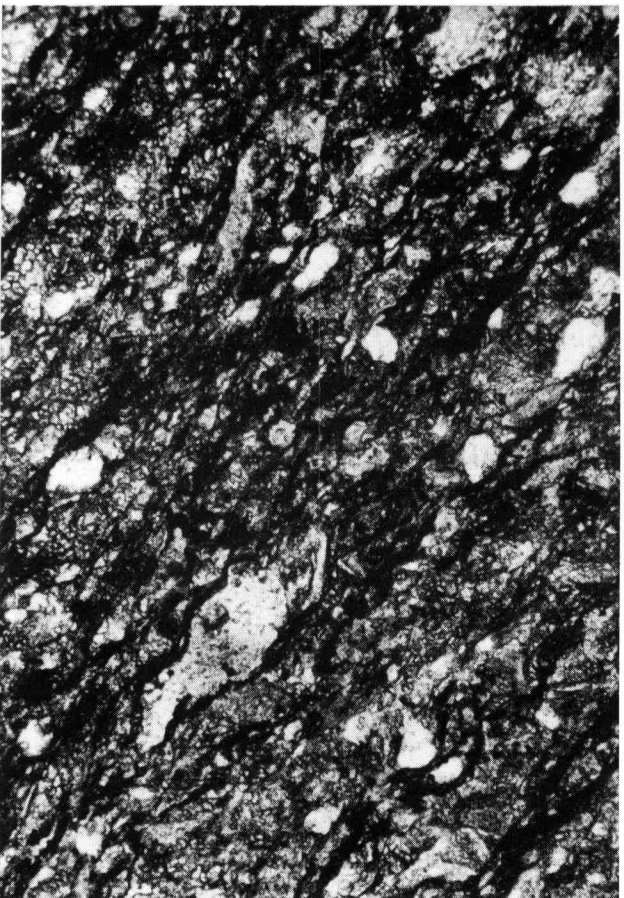
Lám. 10.—Esquistosidad de primera fase en niveles carbonatados. La disolución por presión ha jugado un papel esencial en la formación de esta esquistosidad.
Parte superior: Esquistosidad en niveles carbonatados de Ferroñes, en el pliegue de la lámina anterior.
Parte inferior izquierda: Esquistosidad en la Caliza de Candás entre Luanco y la Punta del Caballo.
Parte inferior derecha: Sección delgada mostrando la esquistosidad en la Caliza de Candás al N de Luanco (muestra procedente del pliegue de la lám. 8, parte superior). Obsérvese que en las superficies de esquistosidad se manifiesta la existencia de disolución por presión (X 35).

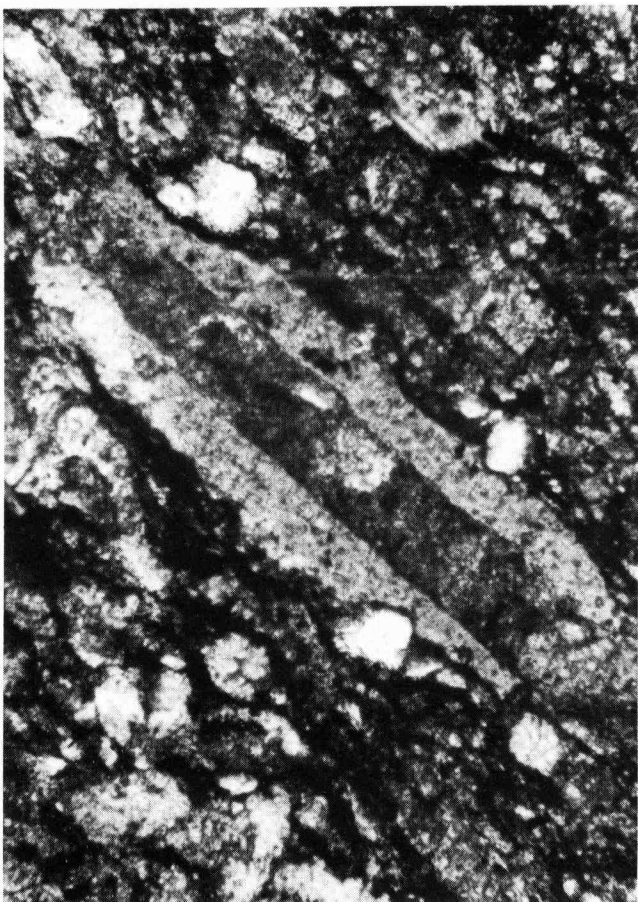




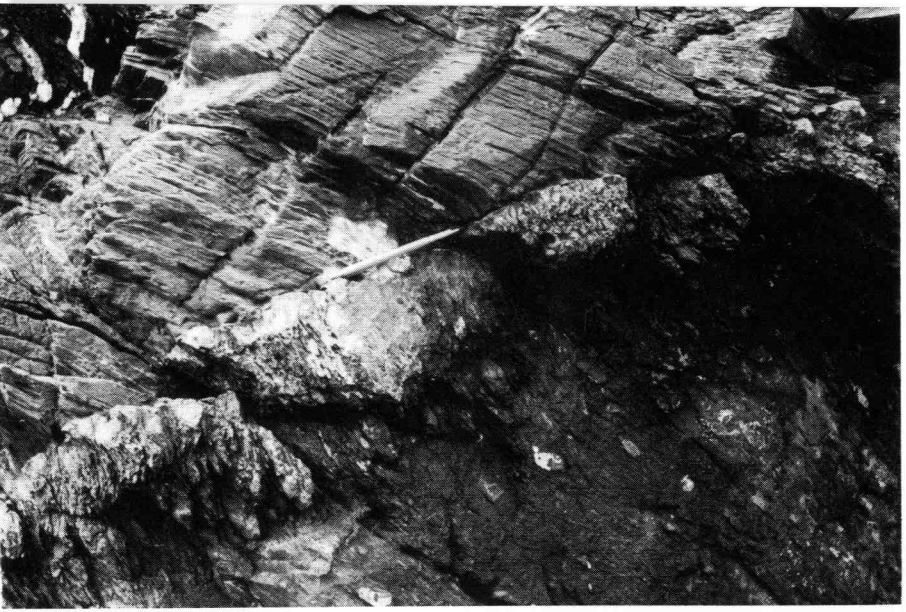
Lám. 11.—Aspecto microscópico de la esquistosidad de primera fase en los niveles carbonatados devónicos. Obsérvese el papel de la disolución por presión bien manifiesta por cuanto afecta a los fragmentos de fósiles (todas las fotografías X 150).
Parte superior izquierda: Caliza de Candás al N de Luanco (muestra procedente del pliegue de la lám. 8, parte superior).
Parte superior derecha: Caliza de Candás en la playa del Truhán.
Parte inferior izquierda: Caliza de Candás al N de Luanco.
Parte inferior derecha: Caliza de Candás, de la bóveda anticlinal de la punta de La Vaca.

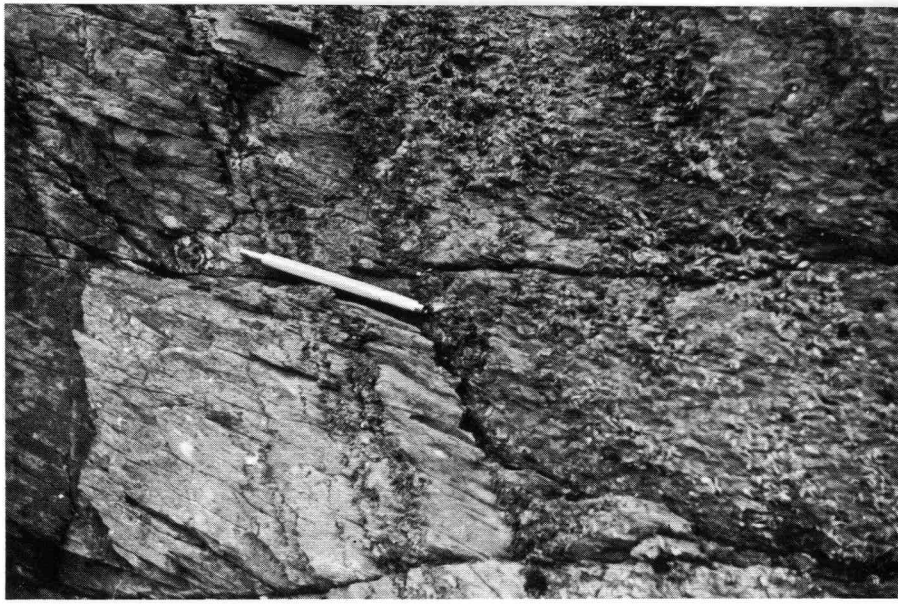






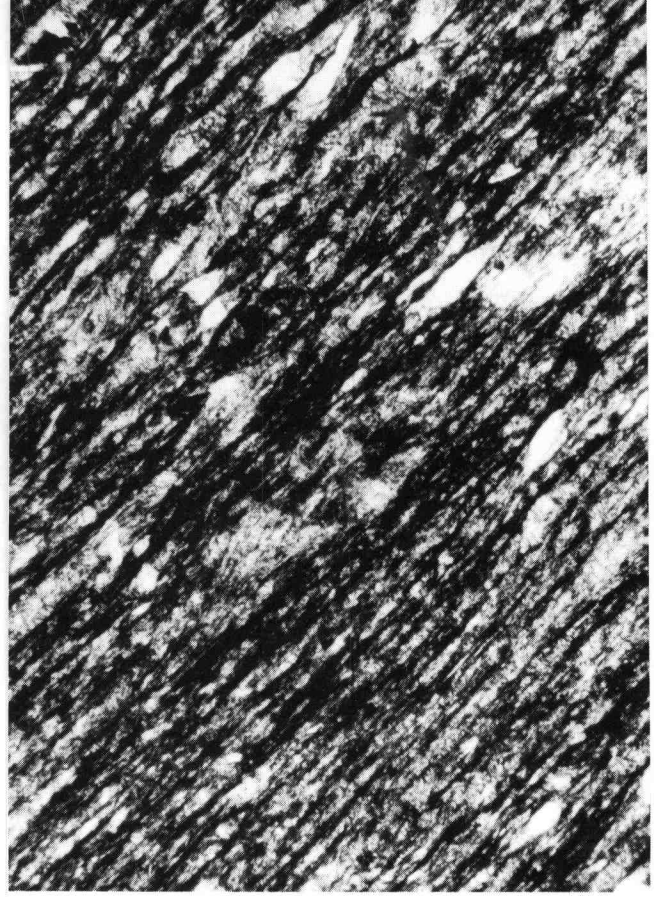
Lám. 12.—La esquistosidad de flujo (esquistosidad de primera fase) en las Pizarras de Luarca.
Parte superior izquierda: Esquistosidad y estratificación (marcada por una capa dolomítica). Obsérvese la refracción en el cambio de litología.
Parte superior derecha: esquistosidad de flanco inverso en el pequeño pliegue junto a la lumaquela inferior.
Parte inferior: Aspecto general de la esquistosidad de flujo en las Pizarras de Luarca. Las relaciones con la estratificación, no visibles en la foto, son semejantes a las de la foto superior izquierda.

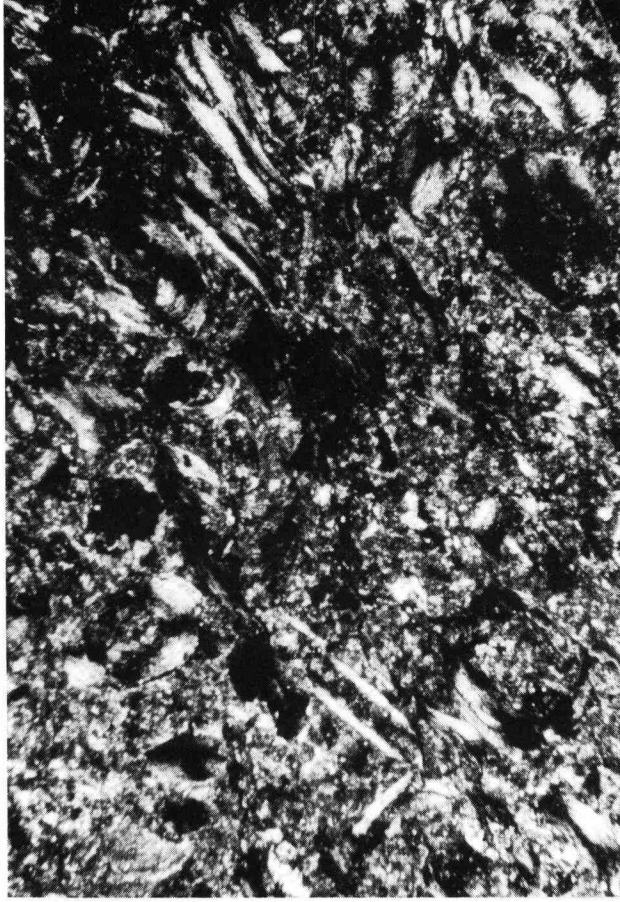


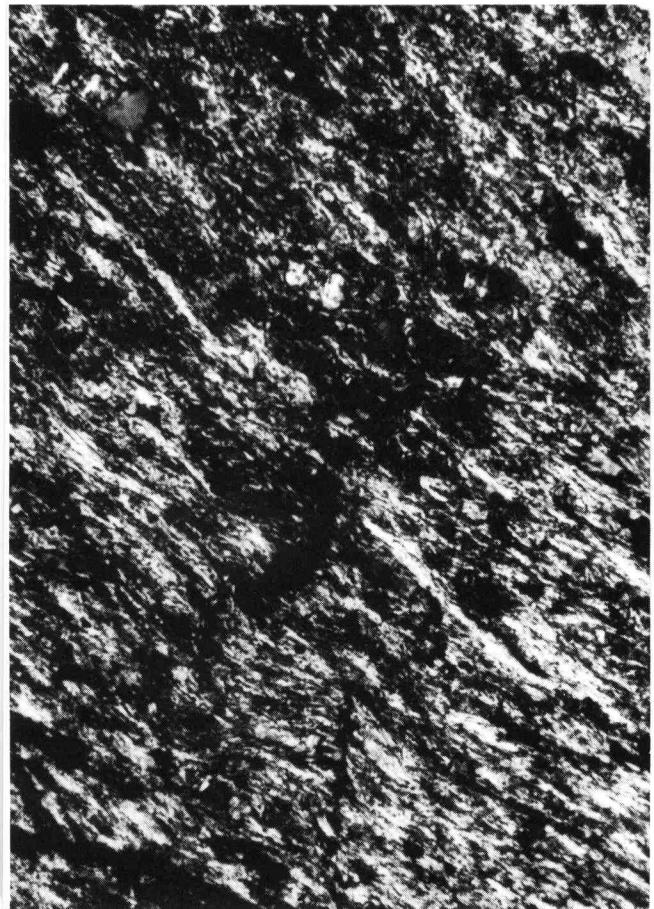


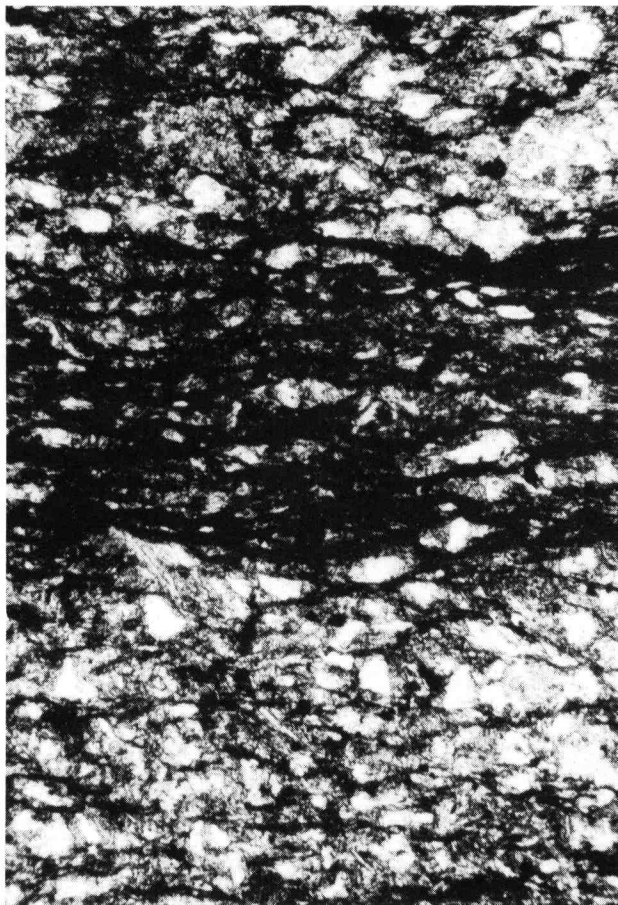
S_1

Lám. 13.—Aspecto microscópico de la esquistosidad de primera fase en las Pizarras de Luarca. Obsérvese la presencia de filosilicatos de neoformación (foto inferior izquierda principalmente; X 400) y la existencia aun de señales de disolución por presión (fotografía inferior derecha; X 150). En la foto superior derecha (X 50) pueden verse oolitos deformados de chamosita. Foto superior izquierda X 150.









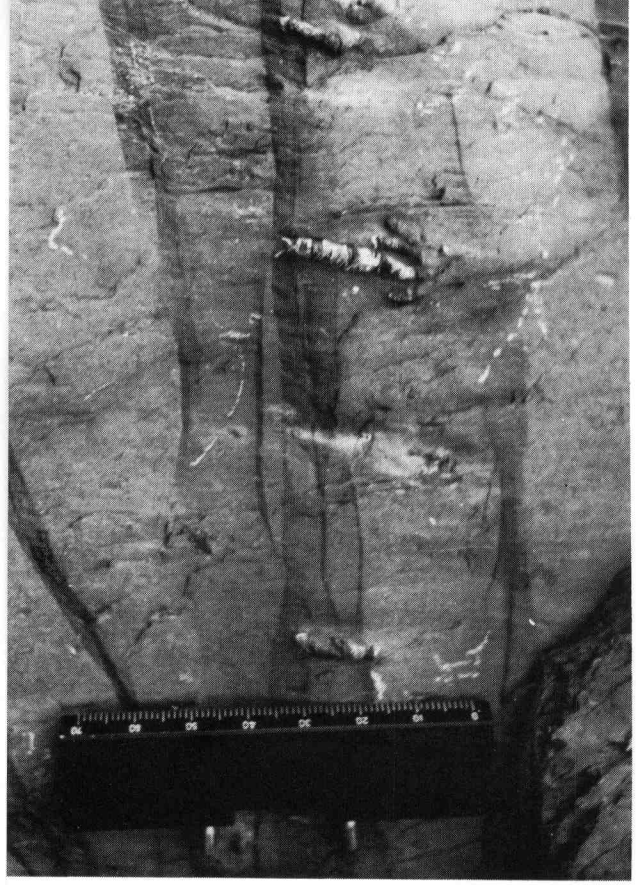
Lám. 14.—Mullion structures en capas dolomíticas intercaladas en las Pizarras de Luarca. En la fotografía inferior derecha puede verse además la esquistosidad de flujo.

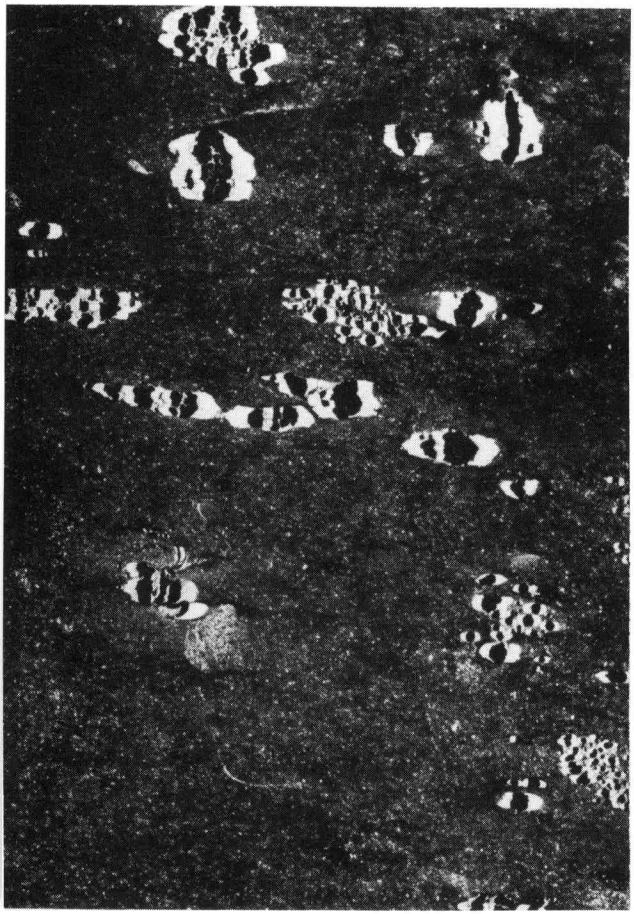
Nikon

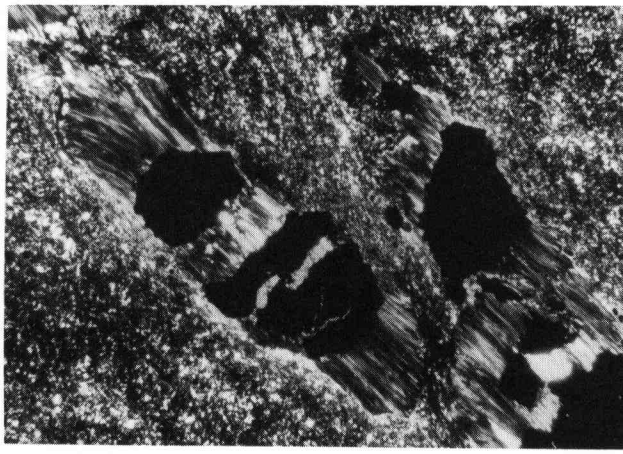
Lám. 15.—Agregados de pirita elongados manifestando una lineación de estiramiento.

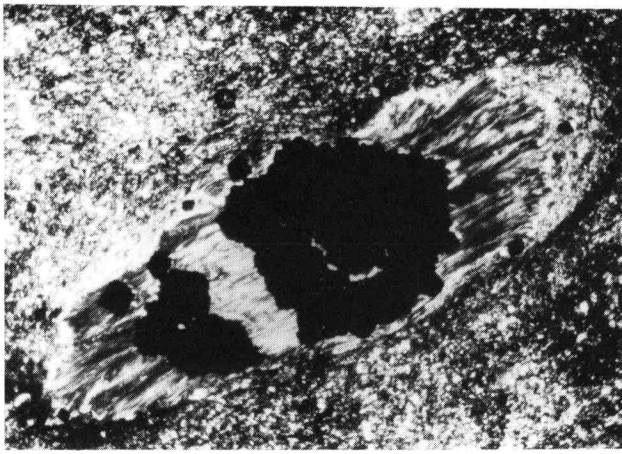
Parte superior: Aspecto macroscópico. Los agregados se sitúan sobre las superficies de la esquistosidad de flujo y ambos se ven afectados por kink bands posteriores (en relación con la segunda fase).

Parte inferior: Aspecto microscópico (parte izquierda X 5; parte derecha X 30). Obsérvese las colas de presión con fibras de clorita y cuarzo y el microboudinage con desarrollo de fibras entre los diferentes fragmentos.



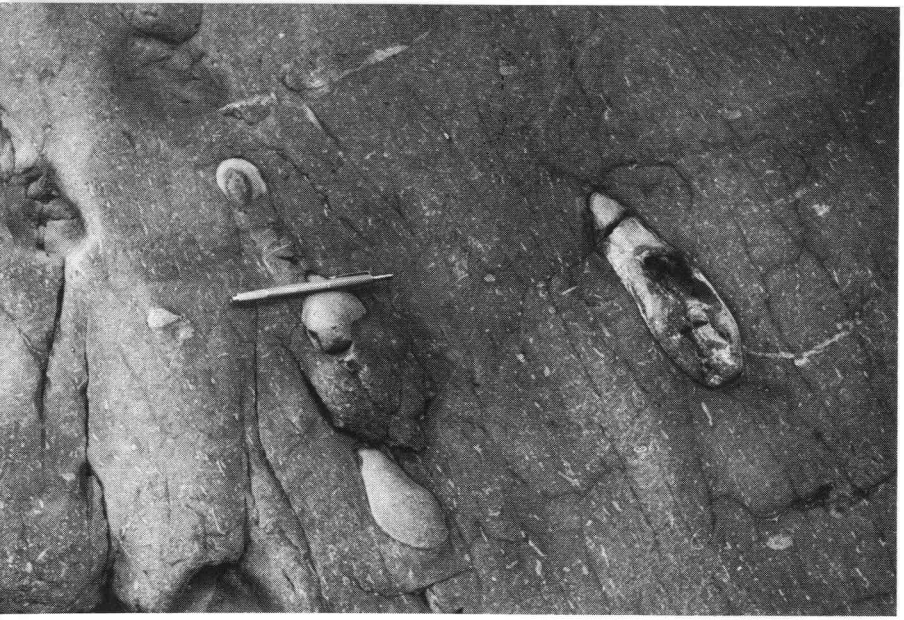


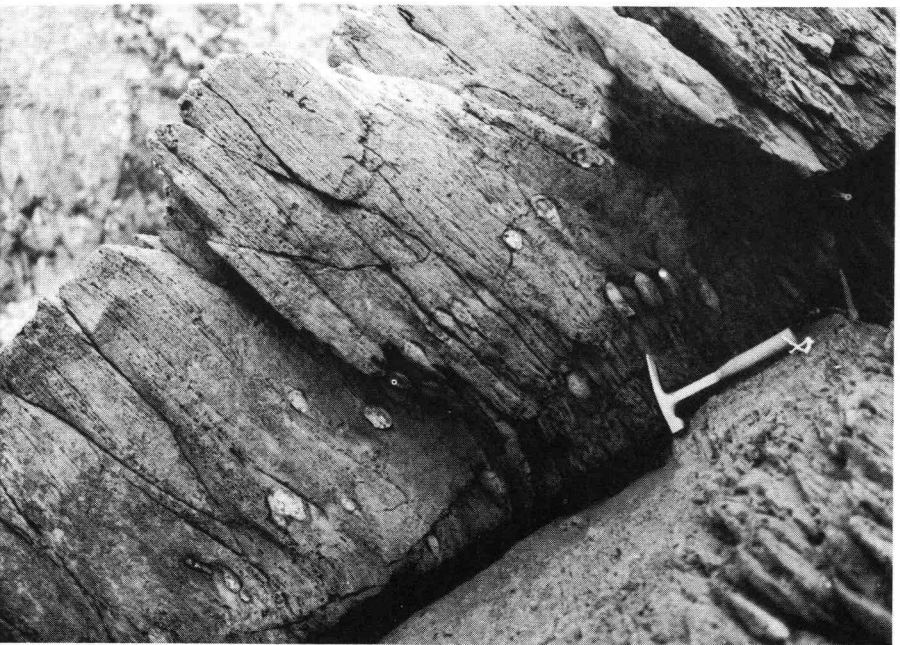


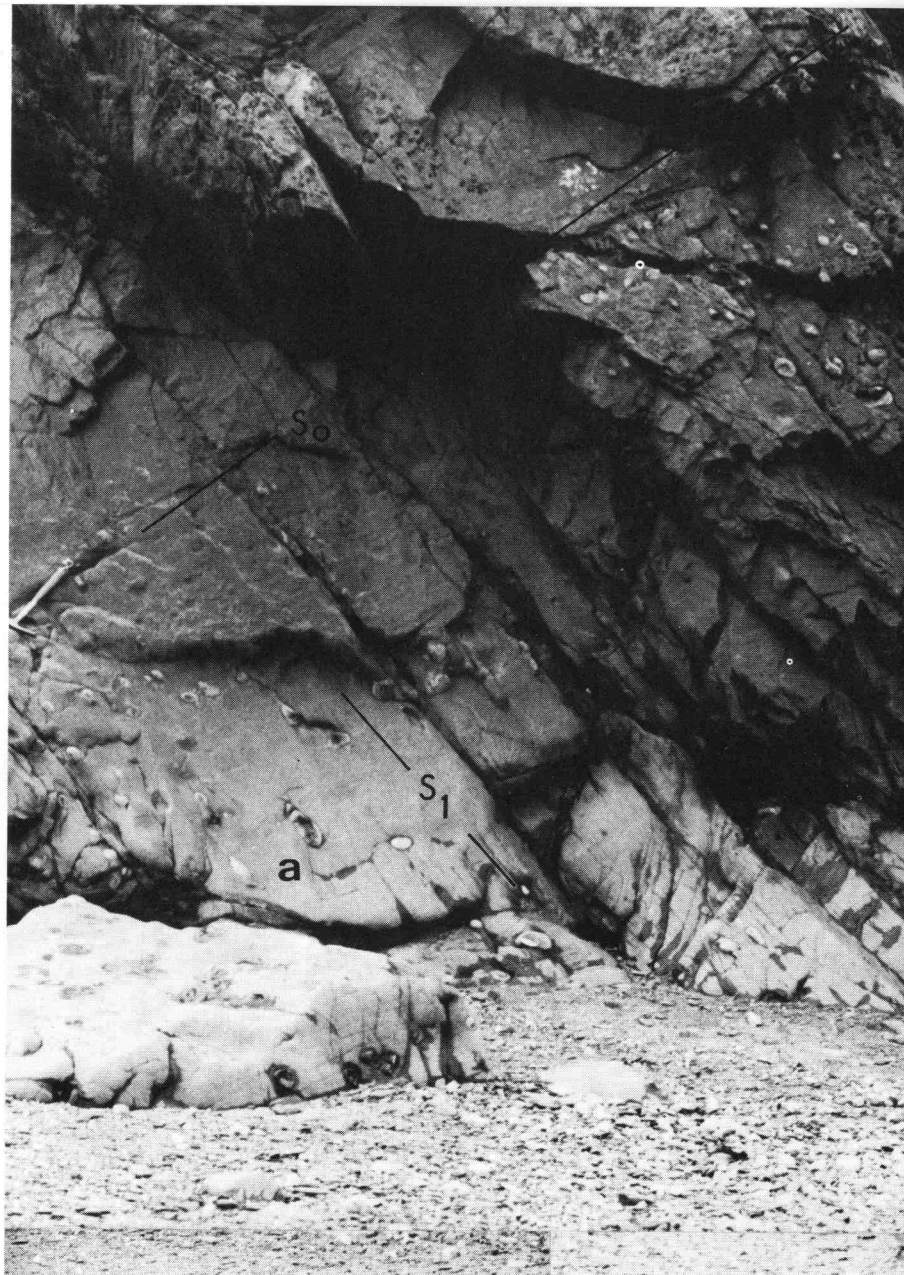


Lám. 16.—Parte superior: Agregados de pirita elongados. Obsérvese su disposición con respecto a la esquistosidad de flujo. Esta se ve deformada por kink bands posteriores.
Parte inferior izquierda: Nódulos con colas de presión indicando la dirección de máxima elongación.
Parte inferior derecha: Nódulos deformados en las Pizarras de Luarca indicando la dirección de máxima elongación. La dirección de la esquistosidad de flujo está señalada por el rotulador; la alineación de los nódulos marca la estratificación.

Lám. 17.—Nódulos deformados, en las Pizarras de Luarca, indicando la dirección de máxima elongación. Las superficies más marcadas corresponden a la esquistosidad de flujo (S_1). La estratificación (S_0) viene marcada por las alineaciones de nódulos. La disposición de la esquistosidad y la estratificación es la misma en las tres fotografías. La fotografía superior izquierda corresponde a un detalle de la zona señalada con la letra a en la fotografía de la derecha.






S_0
S_1
a

Lám. 18.—Foto superior izquierda: Capa de caliza con estrangulamientos (pinch and swell structures) y «scar fold» en las capas incompetentes que la engloban. Parte E de la ensenada de Bañugues.

Foto superior derecha: Típicos boudins en tonel con calcita en los cuellos, en una capa de caliza, en las Calizas y Pizarras de Ferroñes, en la parte E de la ensenada de Bañugues.

Foto inferior izquierda: Estrangulamientos en capas competentes de calizas (pinch and swell structures), en la parte E de la ensenada de Bañugues (Calizas y Pizarras de Ferroñes). Obsérvese una fractura muy marcada coincidiendo con un cuello y otra fractura conjugada, menos desarrollada.

Foto inferior derecha: Boudins en una capa de cuarcita en las Areniscas de Furada y fracturas coincidiendo con los cuellos de los boudins. Mina de Llumeres, transversal de la 5.ª planta.

Nikon

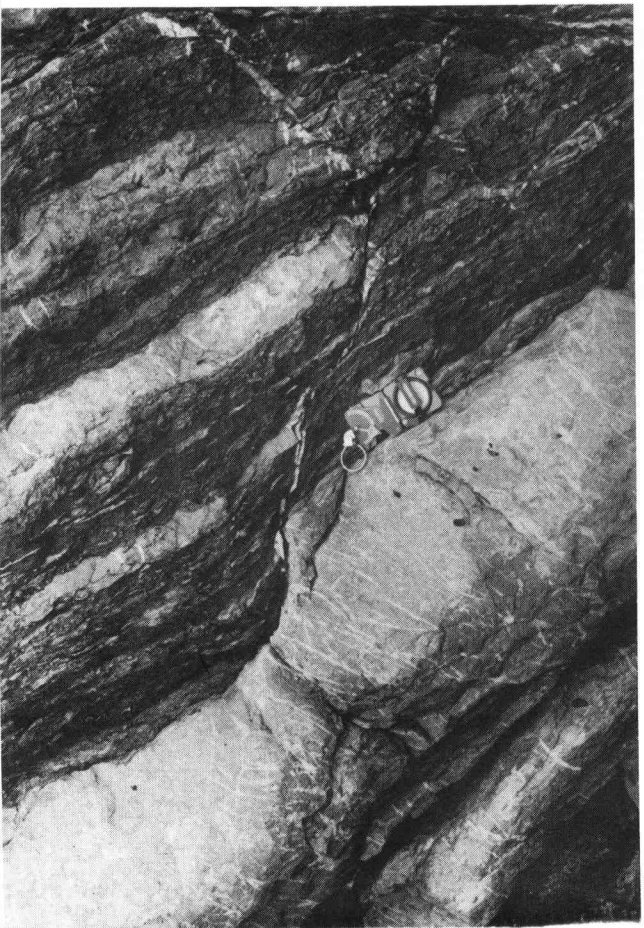
Lám. 19.—Pliegue en las Calizas y Pizarras de Ferroñes, al E de la ensenada de Bañugues cortado por dos lotes de fracturas conjugadas; obsérvese el bajo ángulo que forman los dos flancos del pliegue y los boudins en las capas competentes. Los dos lotes de fracturas cortan indistintamente los dos flancos del pliegue y dan lugar a una contracción perpendicular a la superficie axial del pliegue. La fotografía de la parte inferior muestra un detalle con dos fracturas conjugadas y boudinage en las capas competentes.

Lám. 20.—Detalles de las relaciones entre fracturas y boudins.

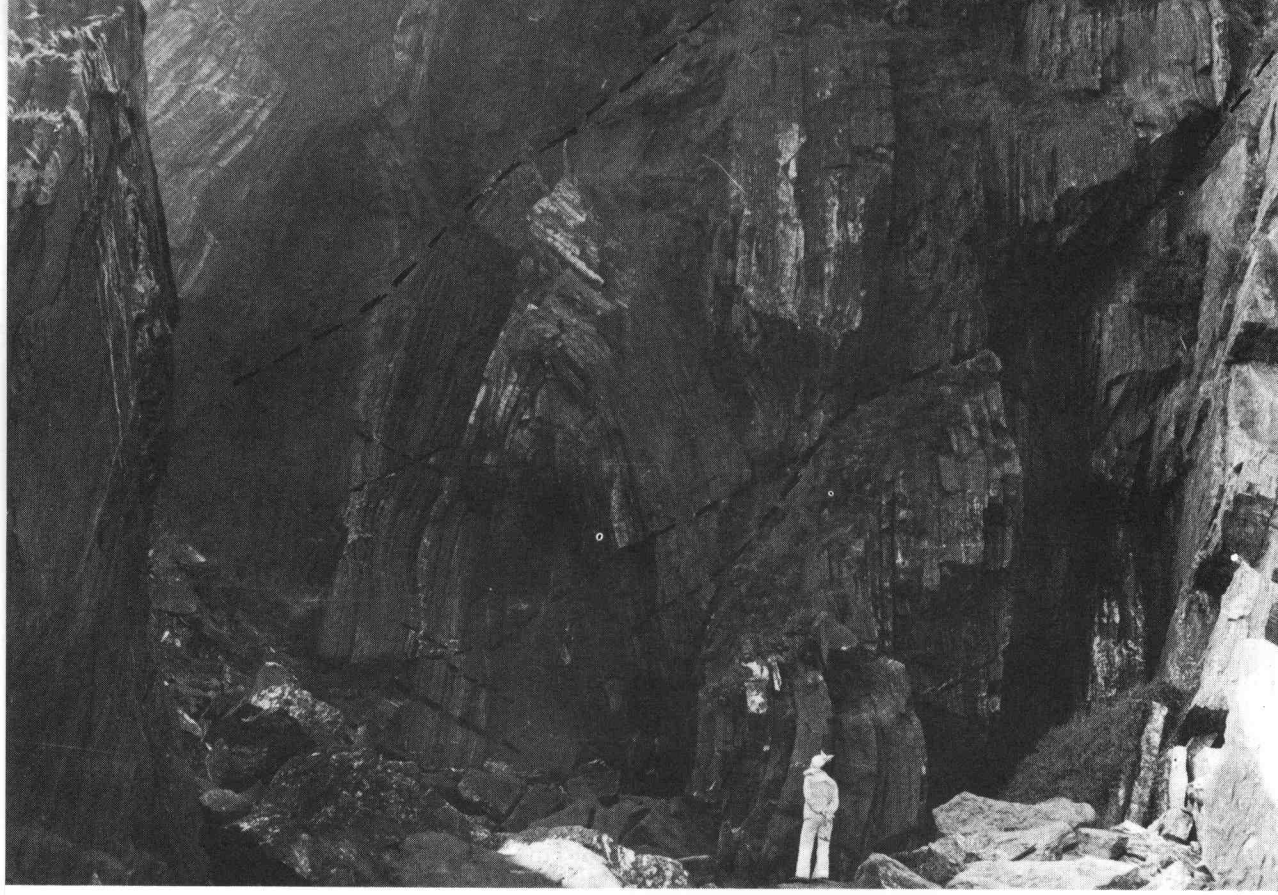
Parte superior derecha: Fractura coincidiendo con el cuello de un boudin, detalle del pliegue de la página anterior. En la parte derecha de la foto puede verse otra fractura conjugada.

Parte inferior derecha: Fracturas aislando un fragmento de capa competente (cuarcita, en la Arenisca de Furada) en el transversal de la planta 5.ª de la mina de Llumeres.

Parte derecha: Boudins en capas de calizas y fracturas asociadas en las Calizas y Pizarras de Ferroñes, en la parte E de la ensenada de Bañugues. Obsérvese el sistema de fracturas; una de ellas separa dos partes entre las que se ha producido una rotación relativa de las capas.



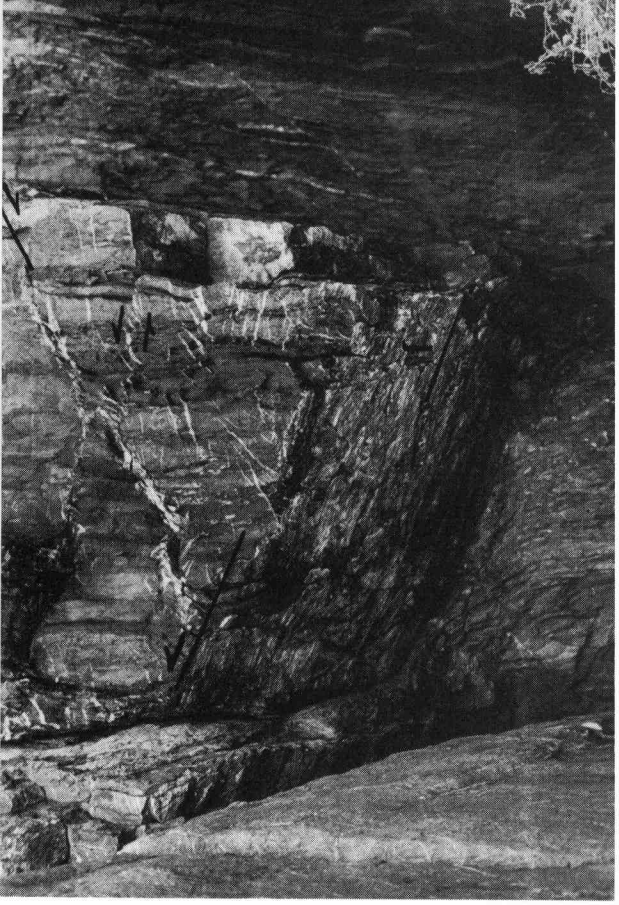
Lám. 21.—Parte superior: Pliegue en la Caliza de Candás, cerca de la punta de La Vaca; obsérvense las fracturas que lo cortan y que forman dos lotes conjugados.
Parte inferior: Detalles del flanco E del pliegue (flanco izquierdo en la foto) mostrando la relación entre las capas estiradas (con «internal boudinage») y los dos lotes conjugados de fracturas.



Lám. 22.—Izquierda: Caliza de Candás junto a la punta de La Vaca con «internal boudinage» y kink bands directos conjugados (k, k'), con igual disposición y juego que las fallas de las láminas anteriores. En la parte inferior de la foto una estructura intermedia entre kink band y fractura.

Parte derecha superior: Sistemas conjugados de fracturas, compárese su disposición con la de los kink bands de la foto de la izquierda. Sobre una de las superficies de fractura se observan fibras (f) que indican la dirección del desplazamiento. Se observan también bandas de grietas de tensión (tension gashes) con la misma disposición e indicando el mismo juego que las fallas.

Parte derecha, inferior: Fallas y bandas de grietas de tensión en disposiciones conjugadas. Todas las fotos de la lámina tienen la misma orientación, con el E a la izquierda.



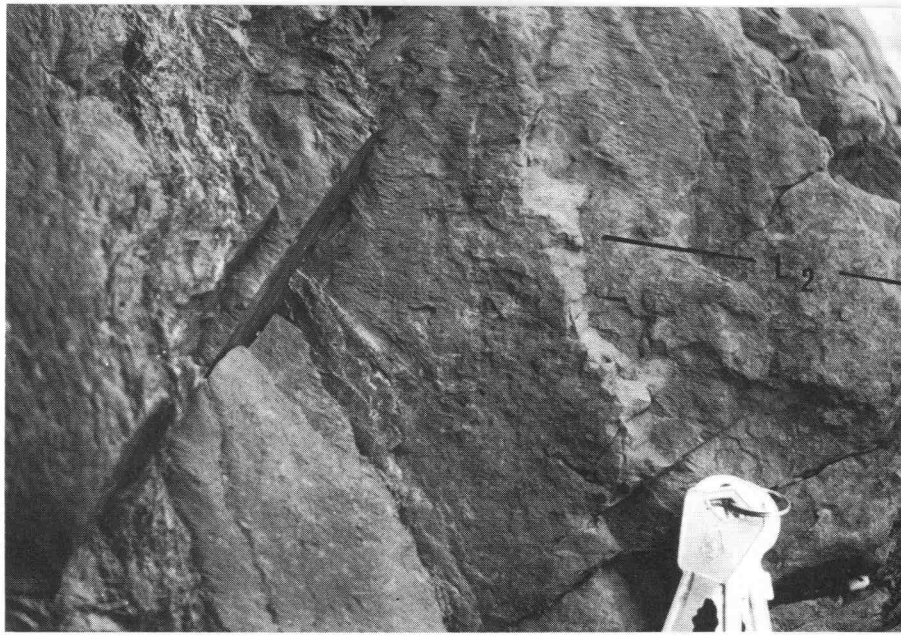
Lám. 23.–Parte superior izquierda: Fallas conjugadas y boudinage en las capas competentes, detalle del pliegue de la lám. 19.
Parte inferior izquierda: Flexión del tipo de un kink band directo acompañado de fractura (estructura del tipo de las denominadas «shear kink-bands» por Dewey) Pizarras y calizas de Ferroñes entre la ensenada de Bañugues y la punta de Aguión.
Derecha: Boudins en una capa dolomítica en el flanco E del pliegue de la lám. 5 (parte superior izquierda). Obsérvese la existencia de fracturas del mismo tipo de las vistas en fotos anteriores, coincidiendo con los cuellos de los boudins.

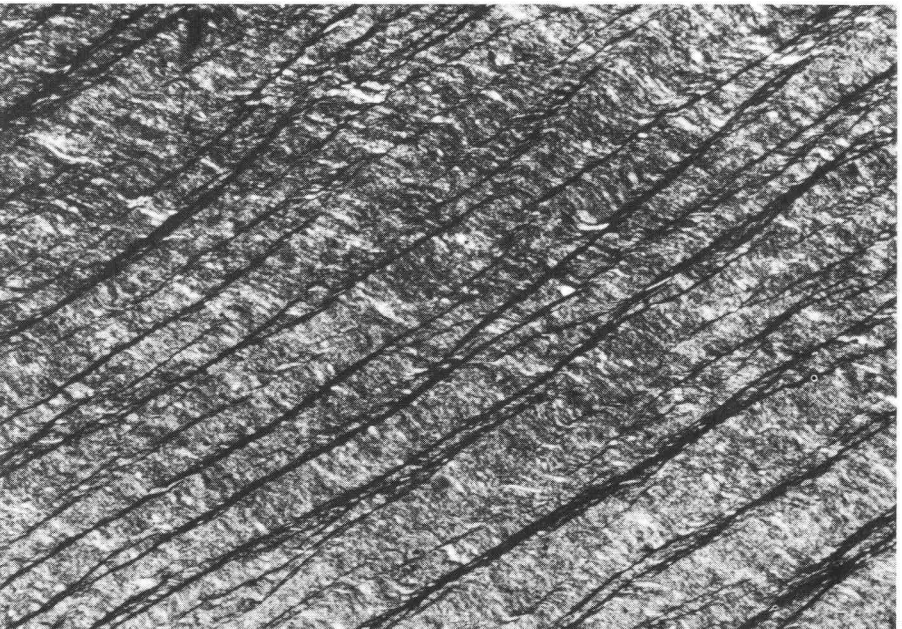
Lám. 24.–Parte superior izquierda: Esquistosidad de flujo (primera fase) replegada por la segunda fase de deformación, en pliegues de tipo chevron, junto a la punta del Cabo Peñas (b, en la fig. 2).

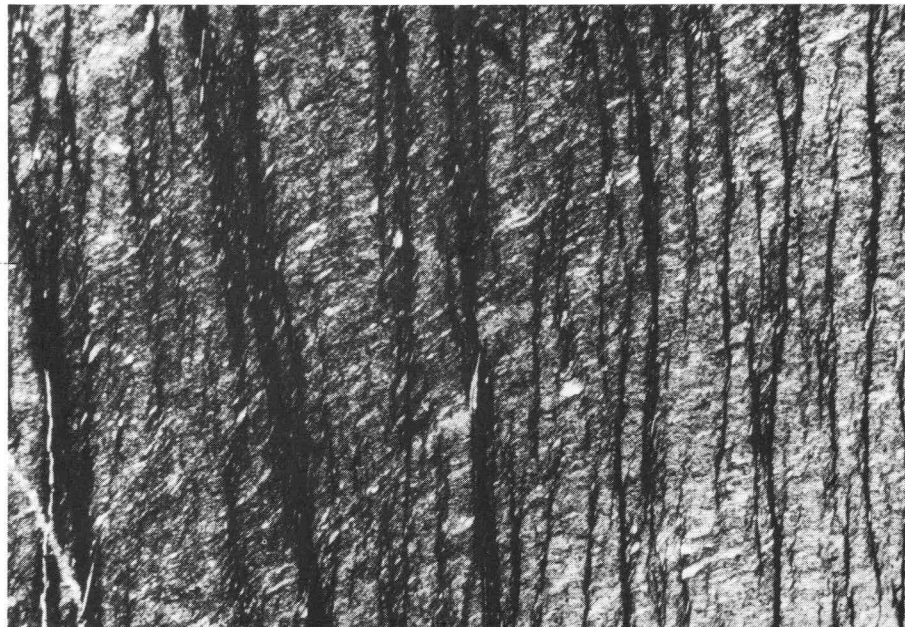
Parte superior derecha: Crenulación (L^2) debida a la segunda fase de deformación junto a la punta del Cabo Peñas.

Parte inferior: Esquistosidad de flujo crenulada por la segunda fase de deformación. Obsérvese la morfología de kink bands directos de estas crenulaciones y la existencia de disolución por presión (X 50).

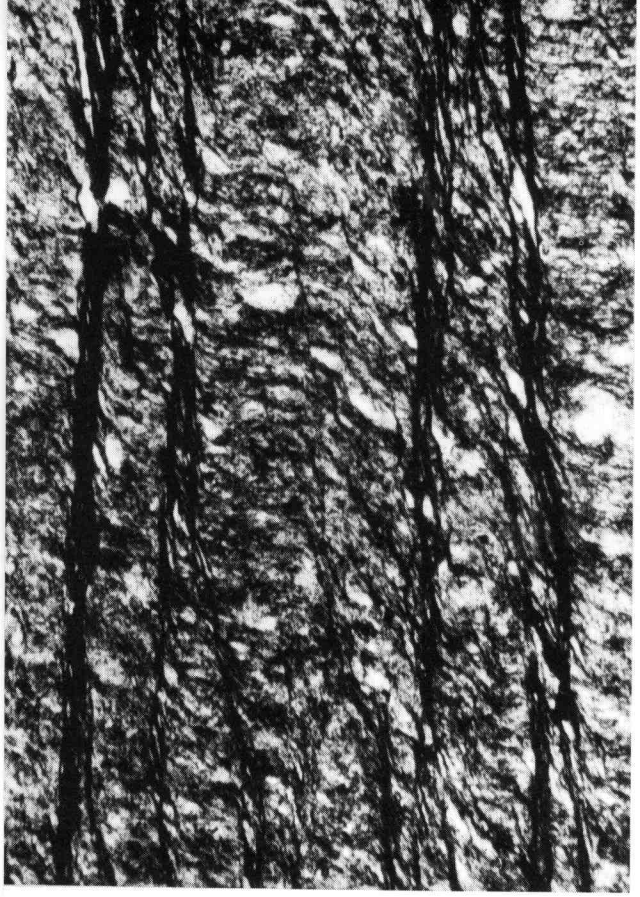
Nikon

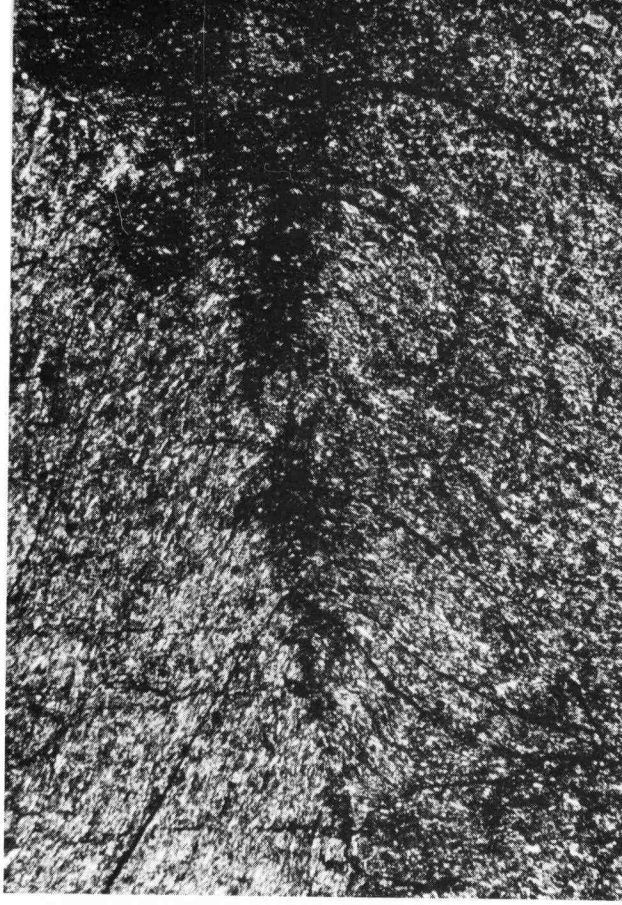

L2

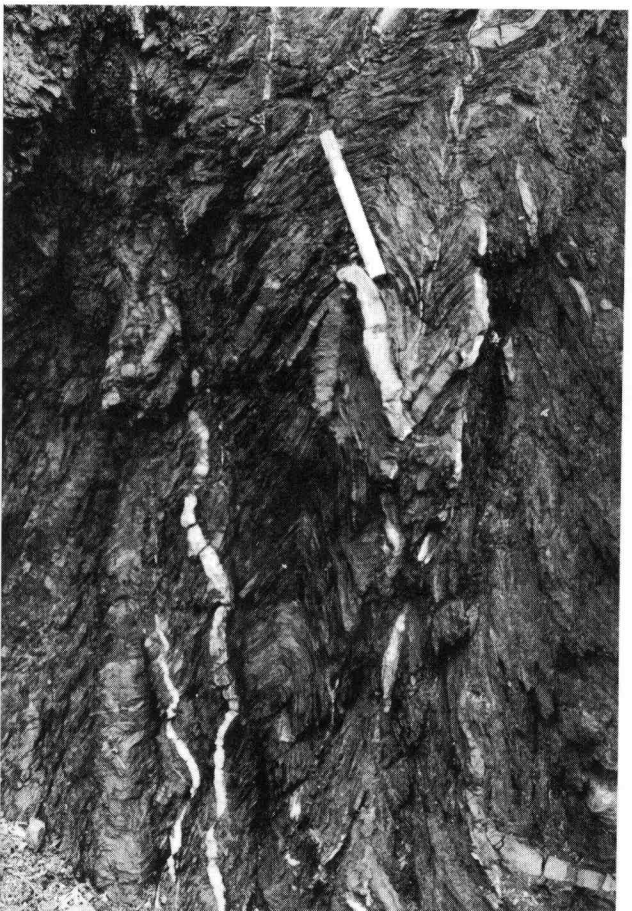


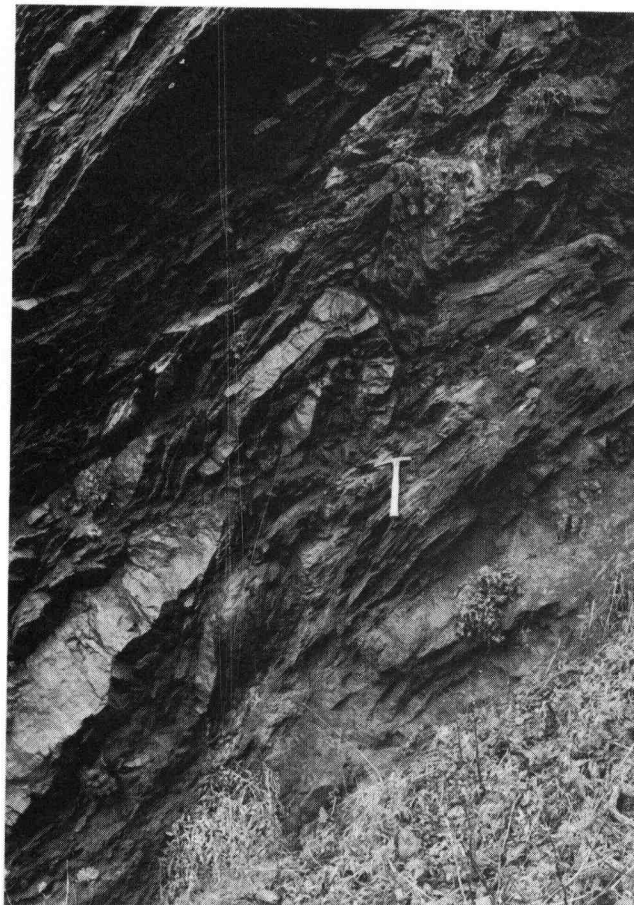


Lám. 25.–Parte superior izquierda: Esquistosidad de flujo, de la primera fase crenulada por la segunda fase (X 150).
Parte superior derecha: Micropliegue de segunda fase afectando a la esquistosidad de flujo de primera fase (nicoles cruzados, X 50).
Parte inferior izquierda: Pliegues en chevron de segunda fase en las Pizarras de Formigoso, entre la ensenada de Llumeres y la punta de Sarreo.
Parte inferior derecha: Pliegue menor de segunda fase, asimétrico, en el flanco E del anticlinal de Cabo Peñas (a, en la fig. 2).

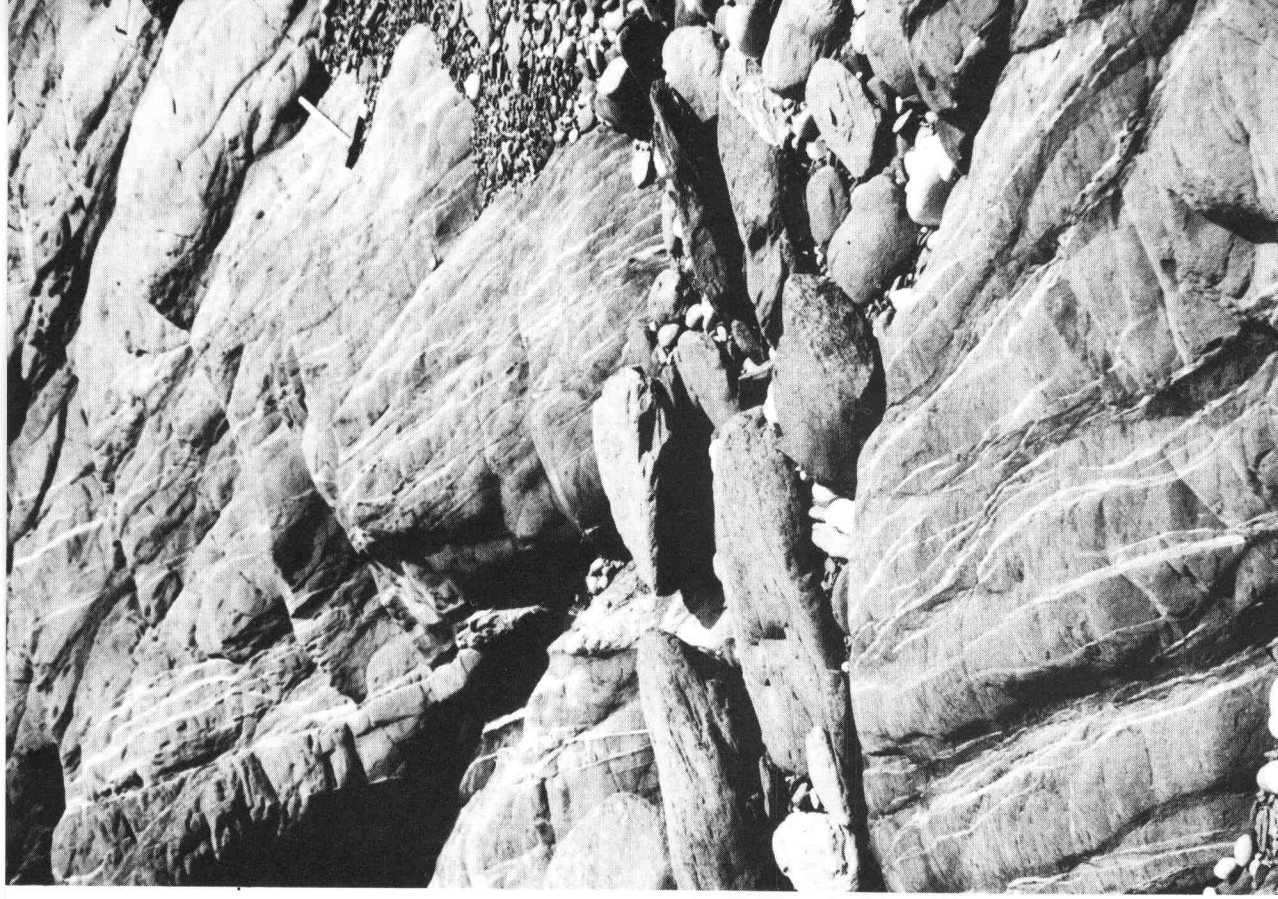




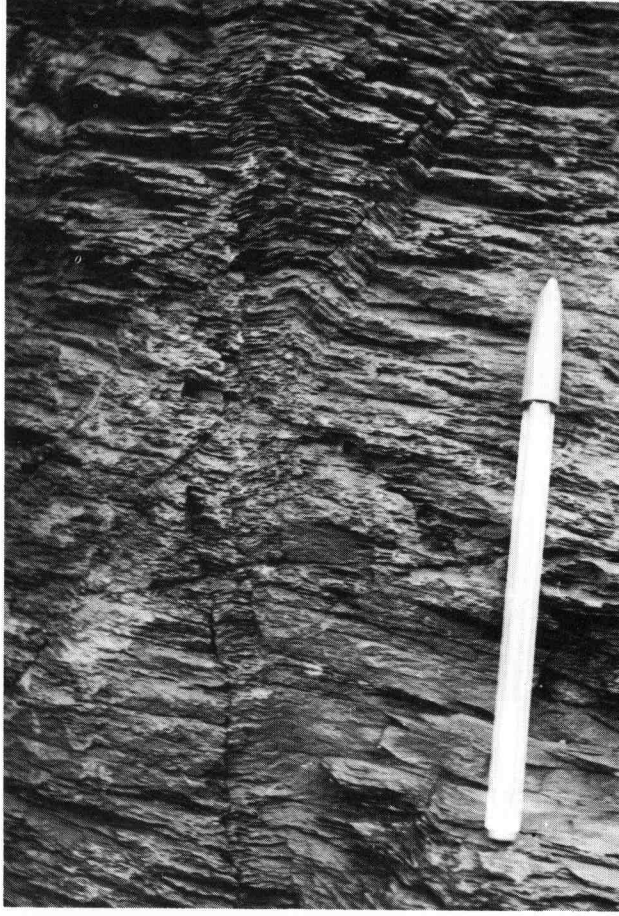


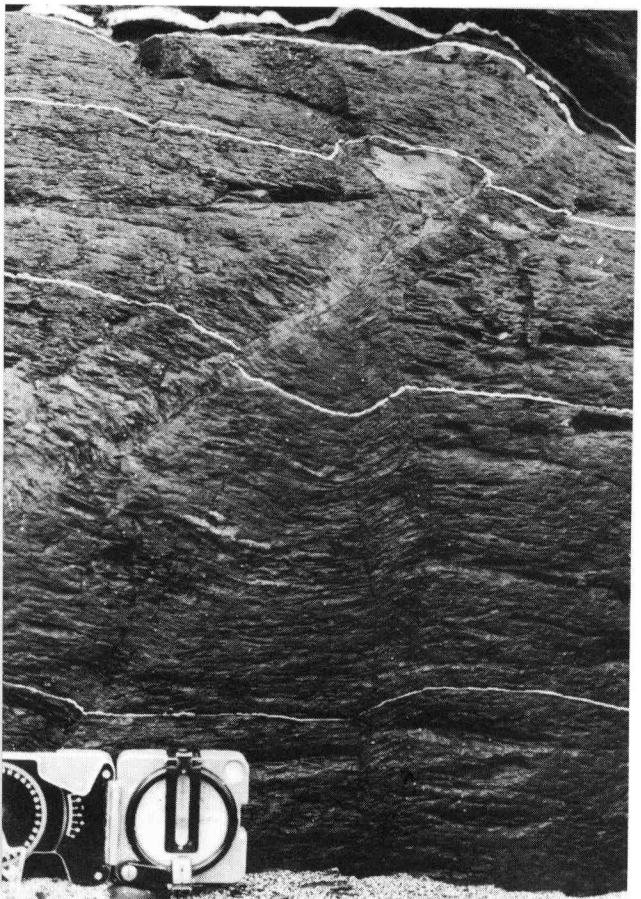


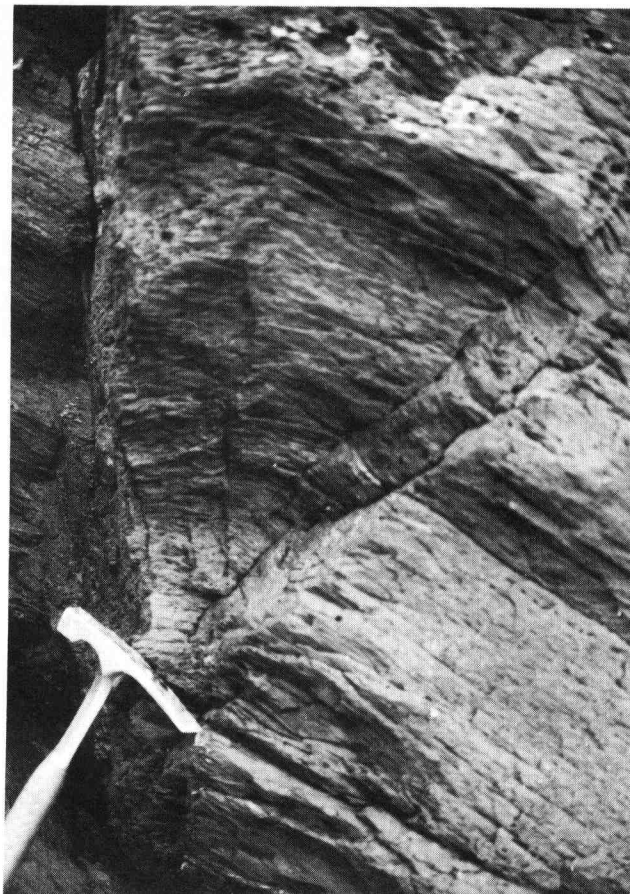
Lám. 26.–Derecha: Kink band de segunda fase, en las Pizarras de Formigoso. Obsérvese en el interior de la banda otras bandas que no son conjugadas con la primera.
Izquierda: Kink bands en las Pizarras de Luarca, entre el Cabo Peñas y la punta de Castro.



Lám. 27.–Kink bands conjugados afectando a la esquistosidad de flujo de primera fase, en las Pizarras de Luarca, entre Cabo Peñas y la punta de Castro. En la foto inferior izquierda pueden verse vetas de cuarzo subparalelas a la esquistosidad de flujo, deformadas por los kink bands.







Lám. 28.–Parte superior: Pliegue en la Arenisca de Furada, al W de la punta de Narvata deformando la esquistosidad de flujo (S^1), poco desarrollada.
Parte inferior: Esquistosidad de flujo (S^1) de primera fase basculada por efecto de la deformación originada por la segunda fase. Flanco E del anticlinal de Cabo Peñas, en las proximidades de la punta del cabo. Esquistosidad (S^1) y estratificación (S^0) están inclinadas en el mismo sentido, y la primera con menos ángulo; la sucesión está en posición normal, la bóveda anticlinal se sitúa hacia la derecha de la foto.

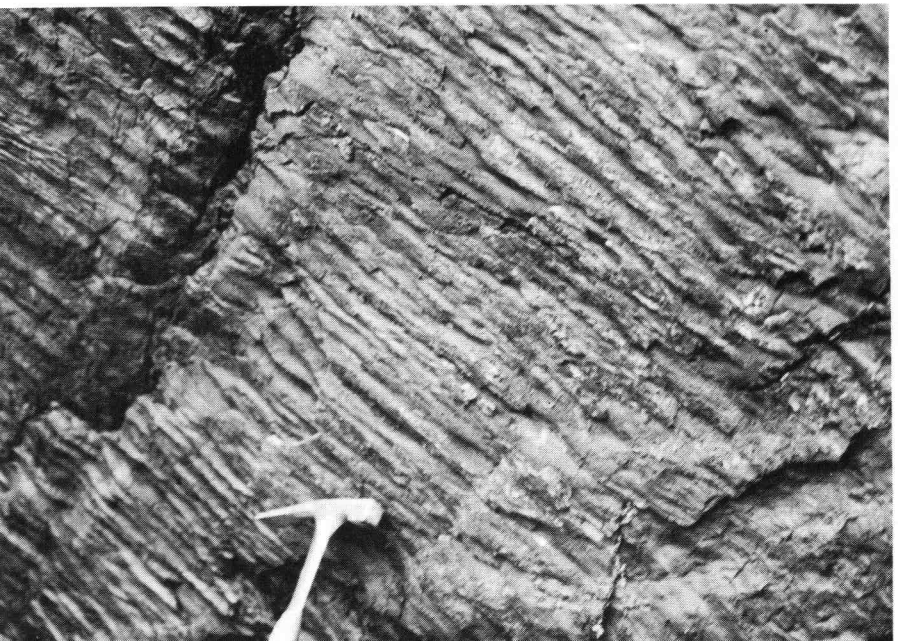
S1
S1

S1
S
Nikon

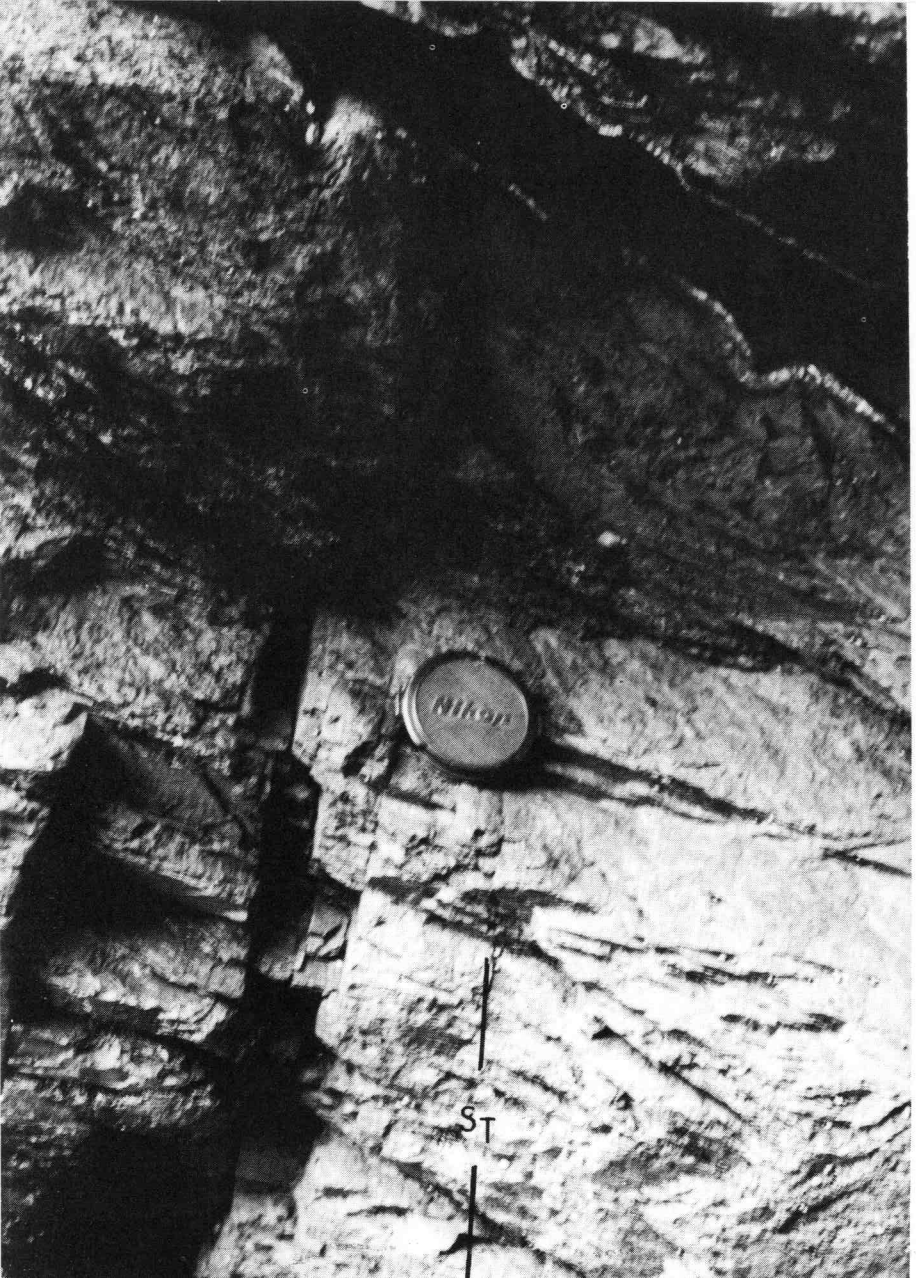
Lám. 29.–Parte superior: Pliegues de primera fase en las Pizarras de Formigoso replegados por la segunda fase PL, planos axiales deformados (pliegue de la fig. 18).
Parte inferior: Detalles de A y B, de la fotografía de la parte superior.

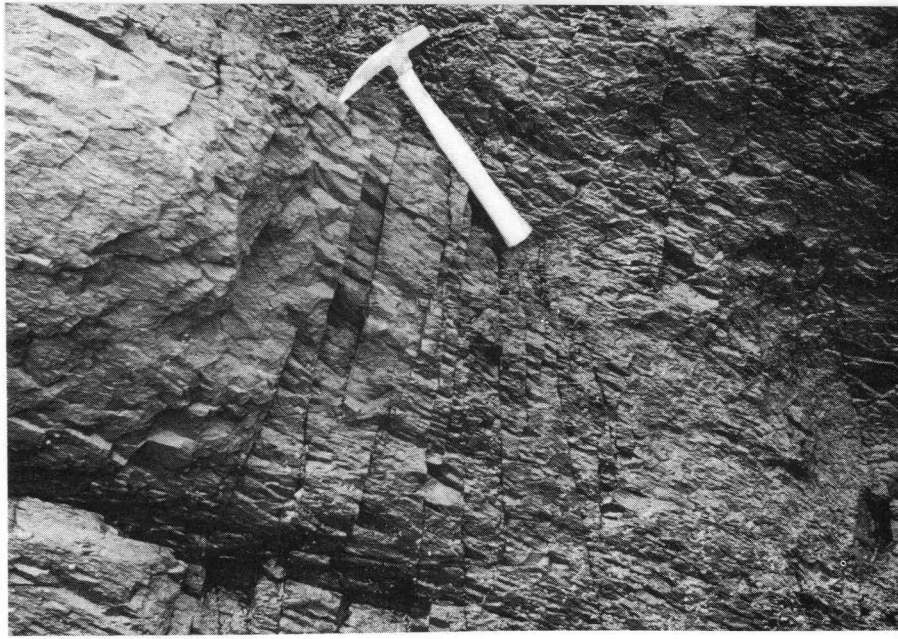
Lám. 30.–Vetas de cuarzo replegadas transversalmente a la dirección general de las estructuras. Pizarras de Luarca entre el Cabo y la punta de Castro.

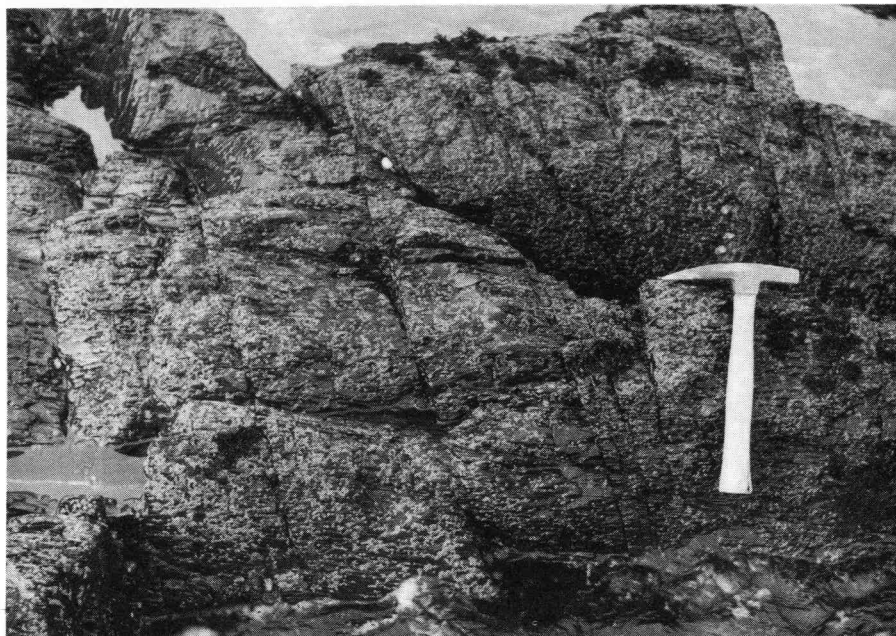
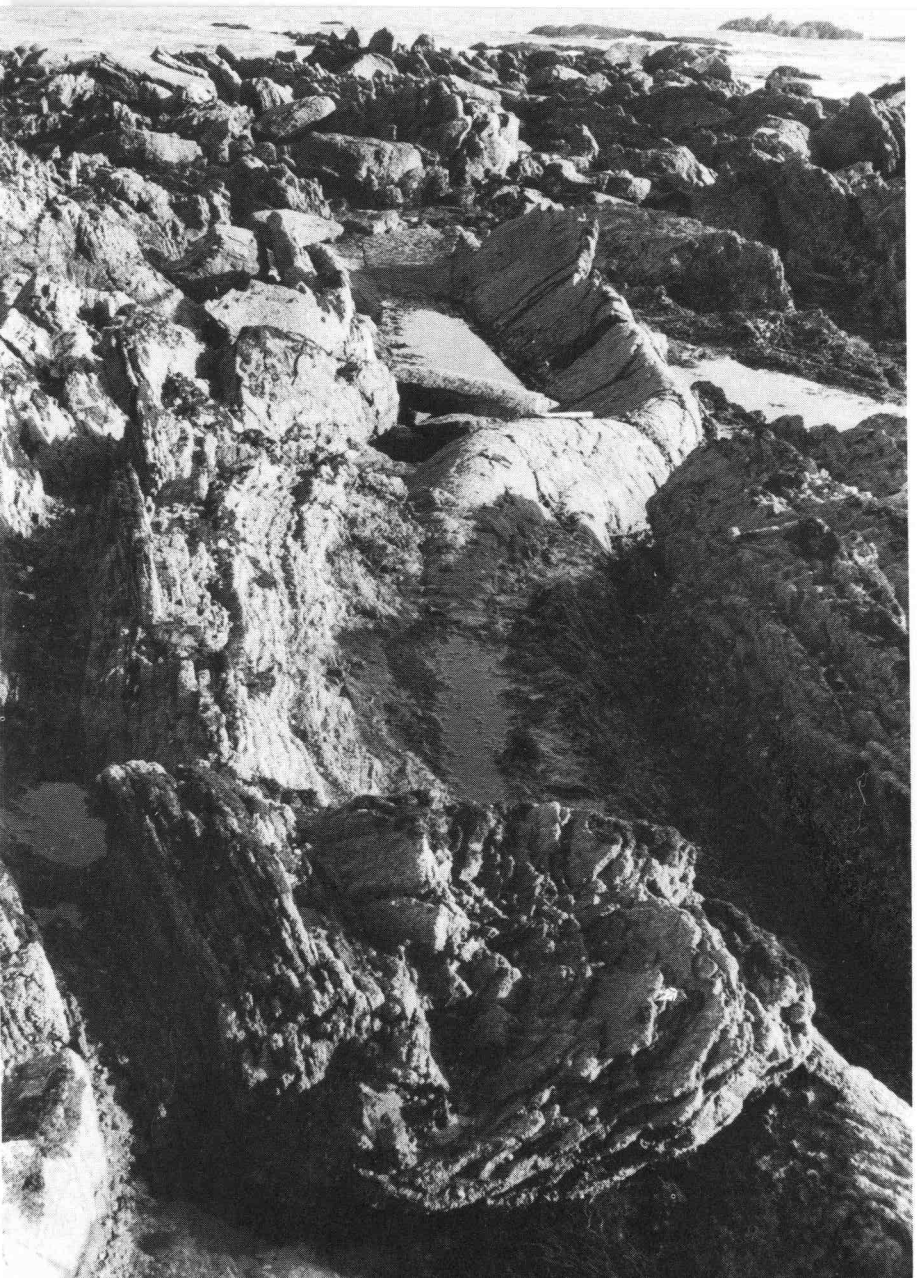
Nikon



Lám. 31.–Estructuras transversales en las Pizarras de Luarca entre Cabo Peñas y la punta de Castro.
Izquierda: Superficies transversales a la dirección general de las estructuras y veta de cuarzo replegada. En la fotografía puede verse la relación entre ambas estructuras.
Derecha: Superficies transversales, regularmente espaciadas.


Nikon
ST





Lám. 32.–Pliegues de primera fase verticalizados por efecto de la segunda fase de deformación y posteriormente deformados transversalmente. Pizarras de Formigoso, entre la ensenada de Llumeres y la punta de Sarreo.