

FACULTAD DE CIENCIAS
UNIVERSIDAD DE OVIEDO

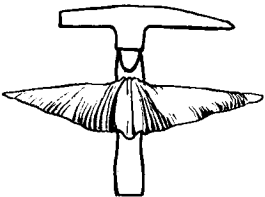
TRABAJOS DE GEOLOGIA

N.º 6

LAS SERIES DEL PALEOZOICO INFERIOR
Y LA ESTRUCTURA HERCINIANA DEL
OCCIDENTE DE ASTURIAS (NW DE
ESPAÑA)

por

ALBERTO MARCOS



OVIEDO, 1973

ISBN-84-600-5879-4

Depósito Legal: O.-318-1973

LAS SERIES DEL PALEOZOICO INFERIOR Y LA ESTRUCTURA HERCINIANA DEL OCCIDENTE DE ASTURIAS (NW DE ESPAÑA)

Por
ALBERTO MARCOS (*)

CONTENIDO

	<u>Págs.</u>		
ABSTRACT	3	Lineaciones	62
INTRODUCCION	5	— La segunda fase de deformación	64
HISTORIA	6	Las grandes estructuras y características generales de los cabalgamientos del Occidente de Asturias	64
LAS GRANDES UNIDADES PALEO-GEOGRAFICAS Y TECTONICAS DEL NW DE LA PENINSULA	9	Las estructuras menores: pliegues y esquistosidad S_2	72
— La Zona Asturoccidental-leonesa: división en Dominios	11	Revisión histórica de datos sobre cabalgamientos y estructuras menores asociadas	79
ESTRATIGRAFIA	13	— La tercera fase de deformación	80
— Las Pizarras del Narcea	13	Las grandes estructuras	80
— Las Cuarcitas de Candana	14	Las estructuras menores: pliegues y esquistosidad S_3	81
— La Caliza de Vegadeo	16	Lineaciones	85
— La Serie de los Cabos	17	— Los kink-bands	86
— Las Pizarras de Luarca	25	Relación con la tercera fase hercyniana	90
— La Formación Agüeira	34	— Las deformaciones póstumas	92
— El Silúrico	40	— El tectonic banding en relación con las esquistosidades de crenulación	95
— Las Capas de Queixoiro	43	— Análisis de las formas originadas por la superposición de pliegues de primera y tercera fase	97
— Historia geológica y evolución paleogeográfica	44	— Relaciones cronológicas entre deformación y cristalización	99
— Comparación con otras regiones	48	— Edad de las deformaciones hercynianas	102
TECTONICA	49	— Evolución tectónica y conclusiones ...	104
— Las deformaciones antehercinianas ...	50	BIBLIOGRAFIA	107
— Las deformaciones hercynianas	51		
— Las grandes unidades estructurales ..	52		
La Unidad del Eo	52		
La Unidad del Navia	54		
El antiforme del Narcea	56		
— La primera fase de deformación	57		
Las grandes estructuras	58		
Las estructuras menores: pliegues y esquistosidad S_1	58		

ABSTRACT

The western part of Asturias is characterised by a thick sequence (more than 10.000 m) of Lower Palaeozoic sediments, which suffered polyphase deformation and low grade regional metamorphism during the Hercynian orogeny. The sedimentary evolution of this area during the Cambrian and Ordovician provides a good model of a geosynclinal sedimentary cycle. The oldest rocks in the area are Precambrian shales and slates cropping out in the core of the Narcea antiform. These are

(*) Dpto. de Geomorfología y Geotectónica. Facultad de Ciencias. Universidad de Oviedo (España).

unconformably overlain by the Palaeozoic sequence. From the beginning of the Cambrian until the end of the Arenig there is a sequence of shallow water terrigenous sediments (with the exception of a carbonate interval placed at the top of the Lower Cambrian), in which orthoquartzites and feldspathic sandstones predominate. Three formations can be distinguished: Candana Quartzites (Lower Cambrian, 1000-2000 m), Vegadeo Limestone (uppermost Lower Cambrian, 100-200 m) and «Cabos Serie» (Middle Cambrian-Lower Ordovician, 4500-5000 m). During Middle Ordovician times, pyritiferous black graptolitic shales were deposited in an euxinic environment (Luarca Formation, 500-1200 m). The thickness of the sediments, in comparison with that in the neighbouring areas, shows that the West Asturian-Leonese zone was a deeply subsiding area during early Palaeozoic times. The increasing subsidence of the area gave rise during late Ordovician times to conditions suitable for turbidite accumulation and thus the turbiditic Agüeira Formation, more than 3000 m thick, was laid down. After the Silurian sedimentation of black graptolitic shales the sedimentary history cannot be followed in the area, because of the lack of post-Silurian rocks. Thus, in the West Asturian-Leonese zone a major sedimentary cycle developed during Cambrian and Ordovician times, and this evolution stopped before the beginning of the Silurian sedimentation. The area shows a «Taconic» evolution from a sedimentary point of view, but this evolution was stopped and did not end with an orogenic event.

The rocks suffered polyphase deformation and metamorphism during the Hercynian orogeny. Three important phases can be recognised; the first and the second have a tangential character and the third gave rise to folds with steep axial planes. The first deformation produced passive folds which plunge northward and face east. These folds are isoclinal recumbent folds in the west changing to asymmetric folds with alternatively long and short limbs in the east. There is a well developed slaty cleavage (S_1) parallel to the axial planes of these folds and a stretching lineation plunging down-dip on the cleavage. A regional metamorphism occurred during the first deformation phase (or between the first and second deformations); but rocks above the biotite isograd are not generally found in the area. The first structures have been strongly modified by the superimposition of new structures generated during later deformation phases.

The second phase can be regarded as the last manifestation of the tangential tectonics which characterises the first deformation phase of the area. During this phase north-south striking overthrusts, also facing east, were formed; some are very important, for example the Mondoñedo basal thrust, forming the sole of the first-phase Mondoñedo recumbent fold. Associated with these thrusts are monoclinic folds and associated crenulation cleavages, the latter forming two sets (S_2 and S'_2), one of which is parallel and the other oblique to the thrust surfaces. They can be interpreted as a conjugate system with a synthetic and an antithetic set in relation to the thrust movement. The size of the associated folds is, in general, not more than 1 m for the long limbs. They have slightly curved axes, although statistically the trend is normal to the transport direction (E-W) assumed for the overthrusts. The disposition of the long and short limbs of these folds also shows synthetic and antithetic movements in relation to the overthrust movement. Minor structures of this second phase are of local rather than regional significance and are restricted to a narrow zone along the thrusts.

The third phase produced intense folding and represents a complete change in style from the previous phases. It gave rise to folds of various sizes, with a well developed crenulation cleavage (S_3). The folds are nearly homoaxial with the first set, but they have vertical or steeply dipping axial planes and generally face west. In some localities the sedimentary structures are elongated parallel to the B axis of the third phase folds. Subhorizontal kink-bands forming a conjugate set with the above crenulation cleavage can be seen in many localities; the intersection of both sets gives rise to conjugate folds. In general both sets are found alternatively in parallel stripes. In each all the intermediate stages between kink-bands and true crenulation exist. Nevertheless, some differences could exist in the time of formation of each set.

This third phase strongly modifies the previous structures and is responsible for the outcrop pattern in the area. For this reason most of the folds of the area are the result of superimposition of the homoaxial first and third folds, the interference model conforming to Ramsay's type three. In eastern Galicia, where the first folds are typical recumbent folds, the superimposition is very clear. In western Asturias, where the first folds are monoclinic and have a short limb slightly inverted, the interference is less obvious.

A tectonic banding is formed in several localities in relation to the crenulation cleavages (especially the third crenulation cleavage); in some places this banding is the most striking anisotropy in the rock and is characterised by the alternation of clear (quartz-rich) and dark bands. Pressure solution is involved in the development of tectonic banding whereby quartz migrates filling virtual

voids in the short limbs of the monoclinic folds (or kink-bands) or in the hinge zones in orthorhombic microfolds forming small saddle-reefs.

After the third phase the structure of western Asturias was essentially completed. Later only brittle deformations (formation of joints, faults) took place without producing important structural changes. Some granitoid stocks were also emplaced after the third phase.

Little evidence can be found for the age of deformation in the area studied owing to the lack of unconformable Palaeozoic sediments. Only Stephanian B-C rocks are seen resting unconformably and nearly undeformed on Lower Palaeozoic rocks. By analogy with neighbouring areas, a Carboniferous, pre-Stephanian age can be assumed for the major tectonic events.

AGRADECIMIENTO.—Esta publicación constituye la Tesis presentada por el autor en la Universidad de Oviedo el 15 de Abril de 1972 para la obtención del título de Doctor en Ciencias. En este sentido, deseo agradecer a los Profesores L. Solé Sabarís, J. M. Ríos, J. M. Fontboté, J. Truyols y M. Julivert su amabilidad al aceptar formar parte del Tribunal ante el cual esta Tesis fue defendida.

Deseo igualmente hacer constar mi agradecimiento a todas aquellas personas que de un modo u otro han contribuido a la realización de este trabajo. En primer lugar, a todos los miembros del equipo del Departamento de Geomorfología y Geotectónica de la Universidad de Oviedo por su apoyo incondicional en los trabajos de campo y gabinete, y de un modo especial al Profesor M. Julivert, director del trabajo, tanto por su constante aliento durante la elaboración de éste, como por la lectura y crítica del manuscrito original.

Al Profesor J. Truyols, del Departamento de Paleontología de la Universidad de Oviedo, quien me puso en contacto con paleontólogos de toda Europa y realizó muchas determinaciones previas de fósiles que permitieron la continuidad en los trabajos de campo.

A los Profesores A. Philippot, K. Szuy, V. Havlíček y Dr. J. Deunff que amablemente clasificaron los ejemplares fósiles recolectados en el campo.

Al Dr. T. P. Crimes quien visitó mi zona de trabajo, clasificando sobre el terreno diversos yacimientos de pistas fósiles y haciendo interesantes observaciones de tipo sedimentológico y estratigráfico.

Al Sr. A. Ribeiro, quien me mostró su zona de tesis en el NW de Portugal y recorrió luego el occidente de Asturias orientándome en la aplicación de técnicas del análisis estructural.

A los Profesores F. Aldaya, V. García-Dueñas, J. M. Ríos, J. Rodgers, R. M. Shackleton, L. Solé Sabarís y E. W. Spencer, que visitaron entre otros la región de trabajo, permitiendo interesantes cambios de impresiones.

A T. D. Rubín y M. Bachiller, por su paciencia en la realización de la mecanografía y delimitación de las figuras y mapas que acompañan este trabajo.

Deseo agradecer por último al Patrimonio Forestal del Estado, en la persona de D. Jaime Vigón las facilidades dadas para mi alojamiento en las casas forestales de Ibias y Grandas de Salime, durante los trabajos de campo.

Este trabajo ha sido realizado en gran parte gracias a la ayuda concedida por una Beca de Iniciación a la Investigación del Ministerio de Educación y Ciencia.

INTRODUCCION

Los estudios llevados a cabo por distintos autores sobre el Herciniano del NW de la Península en los últimos años, han hecho de esta área una de las regiones que en la actualidad ofrece desde el punto de vista geológico un aspecto de conjunto más coherente dentro de la Meseta Ibérica. Quedan sin embargo dentro de esta vasta región, zonas relativamente extensas cuyo estudio nunca ha sido abordado de un modo general, como es el caso de la región occidental de Asturias, objeto de este trabajo. En efecto, si bien esta región se sitúa entre dos áreas bien conocidas desde el punto de vista geológico —de un lado la Zona Cantábrica y del otro la parte oriental de Galicia, ambas objeto de diversos estudios llevados a cabo por distintos autores y escuelas— todos los datos que sobre ella

existían provenían de observaciones muy locales. Debido a esto, resultaba difícil establecer las posibles relaciones estructurales y paleogeográficas entre la Zona Cantábrica y el resto del segmento Herciniano del NW. La resolución de este problema junto con la investigación de una región en gran parte desconocida, constituye el objeto fundamental de este trabajo.

Desde el punto de vista geográfico, la región estudiada comprende toda la parte occidental de Asturias situada al W de la línea Cudillero-Tineo-Cangas de Narcea-Villablino, y la parte más oriental de la Provincia de Lugo, hasta la línea Vegadeo-Villaodrid-Navia de Suarna aproximadamente (fig. 1). Esta región está constituida fundamentalmente por rocas pertenecientes al Paleozoico inferior y en menor proporción al Precámbrico, que han sufrido un metamorfismo débil (principalmente epizonal) y varias deformaciones en el transcurso de la orogénesis Herciniana; los apuntamientos de granito son escasos. Existen así mismo depósitos estefanienses, otros de probable edad ter-

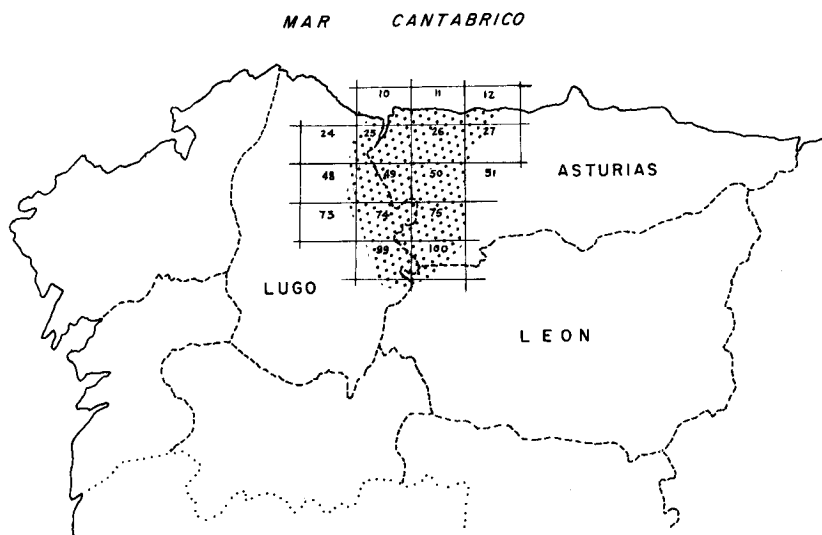


Fig. 1.—Esquema de situación de la región estudiada, con referencia a las Hojas 1 : 50.000 del Mapa Topográfico Nacional.

ciaria y cerca de la costa alcanzan un notable desarrollo los depósitos cuaternarios en relación con las rasas; ninguno de estos depósitos últimamente mencionados ha sido objeto de estudio.

HISTORIA

Puede considerarse que la monotonía de los materiales que constituyen el occidente de Asturias fue la causa principal del lento progreso de los conocimientos geológicos sobre esta región. Tanto la poca variedad litológica como la escasez de fósiles dificultaron el establecimiento de la sucesión estratigráfica y como consecuencia los levanta-

mientos cartográficos fueron muy deficientes y los datos sobre la estructura geológica de la región muy escasos.

Los trabajos más antiguos que hacen alusión directa a la zona occidental de Asturias se remontan a mediados del siglo pasado con las publicaciones de SCHULZ, que culminaron en 1858 con la «Descripción geológica de la provincia de Oviedo»; en este trabajo, y como corresponde a la sucesión estratigráfica admitida en la época en que fue realizado, SCHULZ considera como silurianos a todos los materiales que afloran en el occidente de Asturias. Dentro de este Siluriano diferencia diversos materiales (pizarras, grauwackas, cuarcitas y calizas) pero sin conseguir establecer una sucesión estratigráfica.

Desde esta época hasta fechas muy recientes, los principales trabajos están encaminados al establecimiento de la sucesión estratigráfica, que va siendo poco a poco enriquecida con el hallazgo de yacimientos fosilíferos. Así, cabe destacar el hallazgo por parte de PRADO (1857) de la entonces denominada «fauna 2.^a» (el Ordovícico actual) en las pizarras negras de los alrededores de Luarca, que le permitieron comparar estos niveles con las Pizarras de Angers de Bretaña.

Poco tiempo después, BARROIS (1877) da cuenta del hallazgo de la «fauna 1.^a» (el Cámbrico actual) en los alrededores de Vegadeo. Este dato, unido al descubrimiento anterior de PRADO, representan la base de la sucesión estratigráfica establecida por el mismo BARROIS (1882) para el occidente de Asturias. Esta sucesión comprendía los siguientes términos: Pizarras de Ribadeo, Calizas y pizarras con *Paradoxides* de la Vega, Arenisca de Cabo Busto y Pizarras de Luarca con *Calimene tristani* (de abajo arriba); BARROIS atribuyó al Cámbrico los dos primeros términos y a la base del Silúrico (Ordovícico actual) los siguientes, señalando así mismo que en Galicia oriental se apoyaban sobre un «terreno primitivo» (micasquistos de Villalba, según su nomenclatura).

A partir de este momento y durante un lapso de tiempo dilatado, las principales aportaciones provienen de HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1914, 1915 a y b, 1916, 1924, 1931, 1933, 1935, 1942). En primer lugar, este autor modificó acertadamente la sucesión estratigráfica de BARROIS, situando las Pizarras de Ribadeo en su lugar por encima del horizonte carbonatado de Vegadeo (1914); en 1915 describió una abundante fauna en la parte oriental de la Provincia de Lugo (Orrea, Villaodrid, Villarmide, Beche, etc.) dentro de la que cabe destacar la presencia de *Dydimograptus* en las pizarras correspondientes al tramo de Luarca y *Monograptus* en ampelitas situadas por encima del nivel anterior. Otras aportaciones de HERNÁNDEZ SAMPELAYO no justamente valoradas, se refieren a la diferenciación de un ordovícico superior pizarroso-detritico (Tramos S₃ y S₄ según su nomenclatura) (1942) y al hallazgo de faunas de *Monograptus* en la región de Los Oscos (occidente de Asturias) (1916).

En los comienzos de esta época aparece también la obra de ADARO (ADARO & JUNQUERA 1916) que si bien no modifica sustancialmente la estratigrafía de BARROIS para el occidente, aporta al conocimiento regional la descripción detallada de multitud de zonas y cortes geológicos.

Hasta este momento, los progresos de la cartografía son muy escasos, los mismo

que los datos sobre la estructura. Los diferentes mapas geológicos que entre el primitivo de SCHULZ y el de ADARO van apareciendo sucesivamente, muestran en el occidente de Asturias solamente grandes franjas en las que se alternan los terrenos cámbricos y silúricos, con una distribución que sólo muy vagamente podría recordar a la que se ofrece en la cartografía actual; en esta época, la presencia de materiales precámbricos era aún desconocida y las pizarras que posteriormente serían reconocidas como precámbricas, se representan como terreno Cámbrico en el mapa de ADARO. Los afloramientos de calizas y rocas ígneas en esta región, son sin embargo señalados con cierta precisión, debido sin duda al contraste litológico.

Tanto la estructura del occidente de Asturias como la de la actual Zona Cantábrica era entonces interpretada con pocas excepciones como una tectónica de pliegues. Todos los autores desde SCHULZ coinciden en señalar en el occidente de Asturias la inclinación general de los estratos hacia el W, y tanto los cortes de BARROIS como de ADARO muestran la existencia de pliegues que miran al E. Cabe destacar en esta época la interpretación de HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1916) de la estructura de la región de Los Oscos como una tectónica de escamas que producirían la repetición de las cuarcitas armoricanas.

Con la aparición de las publicaciones de LOTZE (1945 a, b, 1956 a, b, 1957, 1958, 1961) comienza una nueva época en el conocimiento de la estratigrafía del occidente de Asturias; la primera gran aportación de este autor es el descubrimiento en el área del Narcea de una discordancia situada por debajo de las faunas cámbricas, lo que presupone la existencia de un precámbrico por debajo de ella, al que denominó Pizarras del Narcea. La existencia del área precámbrica de Galicia oriental, ya implícita en los trabajos de BARROIS, fue posteriormente comprobada por el mismo LOTZE y sus discípulos. Con esto, la base de las series paleozoicas quedaba ya bien definida. Los límites de estos núcleos precámbricos fueron posteriormente definidos por diversos autores. La segunda aportación se refiere al establecimiento de la sucesión estratigráfica del paleozoico, obra en la que colaboraron varios de sus discípulos hasta la actualidad (FÄRBER & JARITZ 1964; WALTER 1963, 1965, 1966 a, b, 1968; JARITZ & WALTER 1970). Durante esta misma época aparecen así mismo algunas otras publicaciones de índole más local, como las realizadas por LLOPIS LLADÓ (1961, 1963) sobre los alrededores de Boal y Luarca, y por VALDÉS LEAL (1965) sobre la zona de Los Oscos.

Con estas publicaciones, la distribución de los terrenos precámbricos y paleozoicos en el occidente de Asturias comienza a mostrar un aspecto más coherente, como puede ya observarse en el esquema geotectónico dado por VALDÉS LEAL en 1967. No obstante, dada la índole estratigráfica de la mayor parte de estos trabajos y la dificultad que entrañaba entonces la interpretación de zonas con un intenso desarrollo de la esquistosidad, la estructura de esta región permanecía prácticamente desconocida.

Los estudios realizados por MATTE, CAPDEVILA, PARGA-PONDAL y DEN TEX y su escuela, principalmente al oeste de la región estudiada, representan el comienzo de un nuevo periodo señalado por la aplicación de los modernos métodos del análisis estructural y de la petrología en relación también con los problemas estructurales. De estos estudios, los realizados por MATTE y CAPDEVILA si bien se centran principalmente

en Galicia oriental, inciden directamente sobre la región estudiada. Los trabajos de PARGA-PONDAL y DEN TEX se refieren a las zonas más internas de Galicia, y presentan ya una problemática diferente. Todos estos trabajos unidos a los realizados al Este, en la Zona Cantábrica, por DE SITTER y JULIVERT y sus respectivas escuelas, han permitido que en la actualidad la estructura de conjunto del NW de la Península, aún persistiendo muchos problemas, presente un aspecto coherente, como puede apreciarse en el Mapa geológico escala 1:500.000 elaborado bajo la dirección de PARGA-PONDAL en 1967.

Por nuestra parte, hemos realizado algunas publicaciones previas a este trabajo, tanto sobre la estratigrafía y paleogeografía (MARCOS 1970, 1972; JULIVERT, MARCOS & TRUYOLS, 1972), como sobre la estructura (MARCOS 1971 a, b); así mismo, un avance cartográfico fue publicado en las Hojas 2 y 9 del Mapa geológico de España a escala 1:200.000 (1970).

LAS GRANDES UNIDADES PALEOGEOGRAFICAS Y TECTONICAS DEL NW DE LA PENINSULA

La Meseta Ibérica es un segmento de la Cordillera Herciniana europea constituido principalmente por materiales paleozoicos y precámbricos previamente deformados pero retomados por la orogénesis herciniana; dado que no se manifestó la orogénesis caledoniana, el conjunto de todos estos materiales fue deformado principalmente en el transcurso de la orogénesis herciniana.

La repartición y la facies de los terrenos paleozoicos permite dividir la Meseta Ibérica en un cierto número de zonas paleogeográficas más o menos paralelas a la dirección de las estructuras. En cada una de estas zonas, los terrenos paleozoicos guardan un espesor y una facies relativamente constantes. Fue LOTZE (1945 b) el primero en ensayar una subdivisión en zonas de la Meseta Ibérica desde el punto de vista paleogeográfico, que con modificaciones muy ligeras, siguen teniendo plena vigencia en el momento actual (fig. 2). Tres de las zonas por él establecidas están representadas en el NW de la Península, de E a W:

— La Zona Cantábrica, la más externa, caracterizada por el gran desarrollo que en ella adquiere el Paleozoico superior.

— La Zona Asturoccidental-leonesa, con series muy potentes en el Paleozoico inferior, y

— La Zona Galaico-castellana, representada en el NW por la «Galicia cristalina», caracterizada por el amplio desarrollo de rocas graníticas y del metamorfismo herciniano que dificultan la reconstrucción de la paleogeografía de los terrenos paleozoicos.

Estas zonas dibujan un arco con la concavidad hacia las partes más externas que se hace muy acusado en la Zona Cantábrica (Arco o rodilla asturiana), y se envuelven de modo aproximadamente concéntrico.

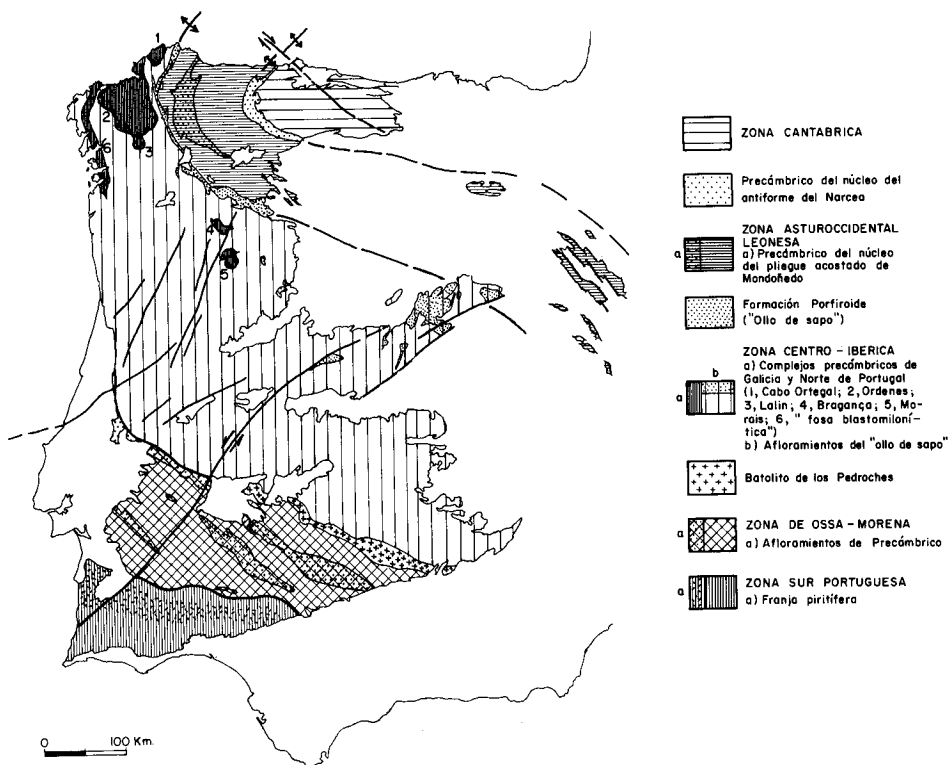


Fig. 2.—División en Zonas de la Meseta Ibérica, según JULIVERT, FONTBOTE, RIBEIRO & CONDE (1972), basada en la división de LOTZE (1945 b). La Zona Centro-ibérica comprende las zonas Galaico-castellana y Luso-oriental alcúdica de este último autor.

Esta división en zonas, tiene sentido tanto desde el punto de vista paleogeográfico como estructural; en efecto, la Zona Cantábrica se caracteriza por poseer un estilo tectónico superficial y por la ausencia de metamorfismo y granitización. La Zona Asturoccidental-leonesa es un nivel estructural más profundo caracterizado por la aparición de la esquistosidad de flujo con formación de pliegues similares; por otra parte, existe un metamorfismo que de E a W varía de epizonal a mesozonal profundo y un número ya notable de granitos hacia su límite interno. En la Zona Galaico-castellana existe un metamorfismo a veces catazonal, una importante magmatización y los granitos adquieren ya gran desarrollo.

Recientemente han sido propuestas nuevas divisiones en zonas del Herciniano del NW de la Península por parte de MATTE (1968 b) y RIBEIRO (1970), que en gran parte pueden ser interpretadas como subdivisiones de las zonas de LOTZE antes citadas. Sin entrar a discutir la validez o no de estas nuevas divisiones y por lo que a nosotros respecta, a la luz de los resultados obtenidos por este trabajo, parece quedar clara la existencia de una zona que con ligeras modificaciones en sus límites puede ser asimilada a la Zona Asturoccidental-leonesa de LOTZE. Esta gran zona es desde luego susceptible a ser subdividida, como más adelante veremos.

La Zona Asturoccidental-leonesa de Lotze, límites, características y división en Dominios.—Si bien LOTZE pudo establecer un límite relativamente preciso entre la Zona Cantábrica y la Asturoccidental-leonesa, el límite entre esta última y la Galaico-castellana no quedó tan bien definido. Estos límites destacan sin embargo claramente de la observación de la cartografía actual (ver PARCA PONDAL 1967): el primero de ellos se situaría en el afloramiento del Precámbrico del núcleo del antiforme del Narcea, y el segundo, en la estructura que se ha denominado con anterioridad «anticlinal del Olló de Sapo».

Teniendo en cuenta la paleogeografía de todos los terrenos paleozoicos que en ella afloran (e incluso las facies del Precámbrico) esta región comprendida entre ambos antiformes ofrece unas características comunes. Sin entrar en detalles, ya que se insistirá sobre ello más adelante, estas características pueden resumirse en dos: el gran desarrollo del Paleozoico inferior, y la existencia de un Precámbrico con facies esquistosa. Desde el punto de vista tectónico, el límite E de esta zona viene marcado por el comienzo de la esquistosidad y el metamorfismo, mientras que a partir de su límite W es cuando comienza a manifestarse la granitización a gran escala.

No obstante estas características comunes a toda la zona, pueden diferenciarse dentro de ella distintos dominios con ciertas características peculiares, que de acuerdo con la figura 3 serían:

- I. Dominio del Navia y alto Sil.
- II. Dominio del Manto de Mondoñedo.
- III. Dominio de la Sierra del Caurel-Truchas.

I. Dominio del Navia y alto Sil.—Claramente delimitado por dos accidentes tectónicos: por el E cabalga sobre la Zona Cantábrica y por el W y SW es cabalgado por unidades correspondientes al Dominio del Manto de Mondoñedo. Constituye claramente un surco en el que se alcanzan los máximos espesores para el Paleozoico inferior, el cual se presenta casi completo. Hacia su parte externa los materiales paleozoicos se apoyan discordantemente sobre un substrato precámbrico de naturaleza pelítica.

II. Dominio del Manto de Mondoñedo.—Cabalga por el E y SW al dominio anterior, como ya se ha indicado; en su parte NW el límite con el dominio siguiente está también constituido por un accidente, pero por el SW se pasaría gradualmente de uno a otro dominio. En él el Paleozoico inferior es menos espeso y completo que en el dominio anterior; el Precámbrico que forma el substrato de esta serie es semejante al del Dominio I. La estructura más importante que en él se desarrolla es el gran pliegue acostado o manto de Mondoñedo, puesto de manifiesto por MATTE (1964 a, 1968 b) y WALTER (1966 a, 1968).

III. Dominio de la Sierra del Caurel-Truchas.—Ocupa la parte más interna de la Zona Asturoccidental-leonesa; al SW constituye un amplio sinclinorio que se prolonga hacia el N a través de un estrecho corredor que alcanza el mar a la altura de Vivero, estando su límite interno constituido por el anticlinal del «Olló de Sapo». El sinclinal de Truchas, todavía mal conocido, y el pliegue acostado del Caurel son las

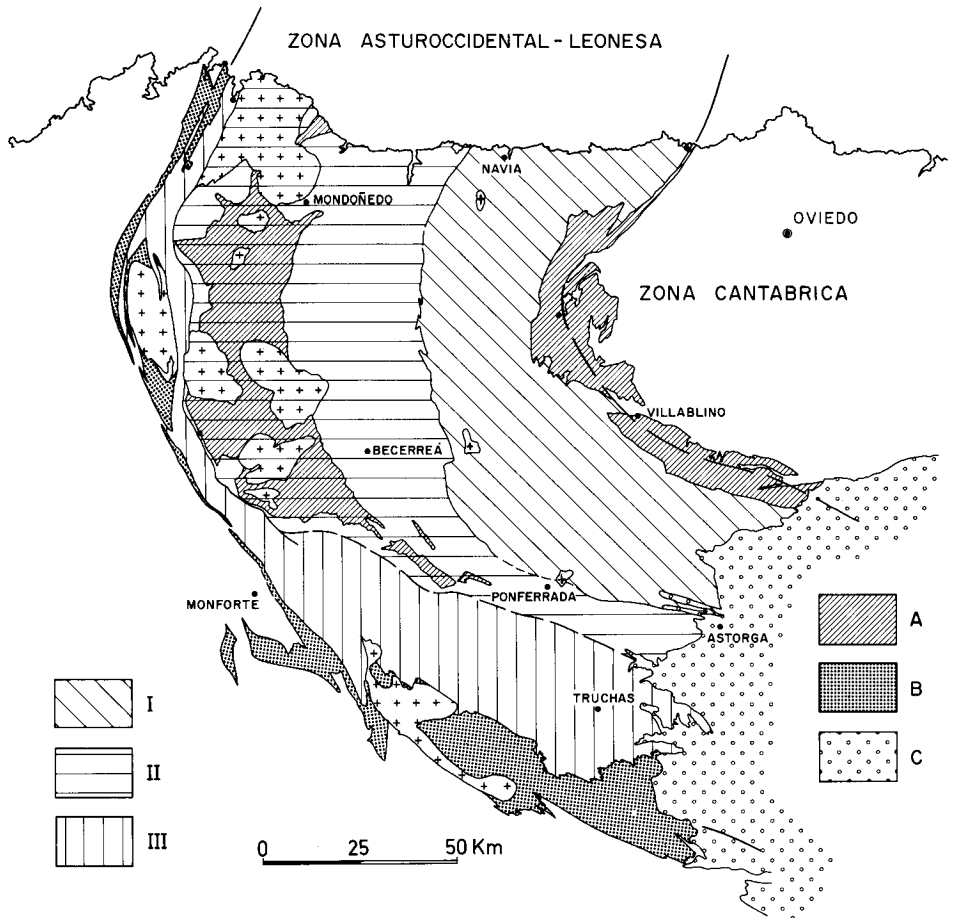


Fig. 3.—Dominios de la Zona Asturoccidental-leonesa. I, Dominio del Navia y alto Sil; II, Dominio del manto de Mondoñedo; III, Dominio de la Sierra del Caurel-Truchas. A, Precámbrico esquistoso; B, Precámbrico porfiróide («Ollo de Sapo»). C, Terciario. Rocas graníticas representadas con pequeñas cruces.

estructuras más características de este dominio. El substrato de la serie paleozoica es una formación porfiróide denominada «Ollo de Sapo» a la que se ha atribuido generalmente una edad infracámbrica o precámbrica (LOTZE 1945 a; PARÇA-PONDAL, MATTE & CAPDEVILA 1964; CAPDEVILA et al. 1964; CAPDEVILA 1965; MATTE 1967 b, 1968 a, b; ANTHONIOZ & FERRAGNE 1967, 1969).

De acuerdo con la subdivisión en dominios anteriormente propuesta, la región estudiada ocupa la mitad norte del Dominio del Navia y alto Sil y la parte nororiental del Dominio del Manto de Mondoñedo. Para efectos de la descripción estratigráfica, conviene distinguir dentro del sector del Dominio del Navia y alto Sil incluido en este trabajo, dos partes (oriental y occidental) que se encuentran separadas por un importante cabalgamiento que se sitúa sobre el flanco W del sinclinal de Villayón.

ESTRATIGRAFIA

Dentro de la región estudiada pueden distinguirse desde el punto de vista estratigráfico tres grandes grupos: de una parte el Precámbrico, discordante bajo el Paleozoico inferior, y dentro de este último, dos conjuntos separados por una laguna estratigráfica: el Cámbrico-Ordovícico por un lado y el Silúrico por otro.

La descripción estratigráfica se hará atendiendo a las unidades litoestratigráficas, para situar después en la sucesión las diferentes faunas y discutir su edad.

Desde el punto de vista litoestratigráfico se pueden distinguir de abajo arriba las siguientes formaciones:

- 1) Pizarras del Narcea (Precámbrico).
- 2) Cuarcita de Cándana (= Areniscas de La Herrería) (Cámbrico inferior).
- 3) Caliza de Vegadeo (Cámbrico inferior).
- 4) Serie de los Cabos (Cámbrico medio a Ordovícico inferior).
- 5) Pizarras de Luarca (Ordovícico medio).
- 6) Formación Agüeira (Ordovícico medio ?- Superior).
- 7) Pizarras y ampelitas silúricas.
- 8) Capas de Queixoiro (Silúrico superior o Devónico?).

Esto por lo que al conjunto Precámbrico-Paleozoico inferior se refiere; existen además algunos afloramientos de materiales estefanienses discordantes e irregularmente repartidos a los que no se hará referencia directa.

LAS PIZARRAS DEL NARCEA (PRECÁMBRICO).

Separando la Zona Cantábrica de la Asturoccidental-leonesa, se sitúa una gran estructura antiformal en cuyo núcleo aflora una sucesión pelítico-arenosa que desde LOTZE (1956 a) se viene atribuyendo al Precámbrico; LOTZE basó esta atribución en el hecho de que en el valle del Narcea estos materiales se situasen discordantemente por debajo de una espesa sucesión (Cuarcitas de Cándana) que pasaba hacia arriba sin interrupción hacia capas en las que se habían hallado faunas correspondientes al Cámbrico medio.

Si bien la atribución de estos materiales al Precámbrico fue generalmente aceptada, la existencia de la discordancia fue discutida en un principio por diversos autores (LLOPIS LLADÓ & MARTÍNEZ ALVAREZ 1961; LLOPIS LLADÓ & SÁNCHEZ DE LA TORRE 1961, 1962); el posterior progreso en la cartografía de este núcleo Precámbrico hacia el sur, permitió confirmar la existencia de la discordancia en multitud de localidades, principalmente situadas sobre su flanco oriental (DE SITTER 1961; PASTOR GÓMEZ 1962; JULIVERT & MARTÍNEZ GARCÍA 1967; MATTE 1967 b, 1968 a y b; JULIVERT et al. 1968; VAN DEN BOSCH 1968; PÉREZ-ESTAUN 1971). Con posterioridad se halló en la parte alta de las Areniscas de La Herrería una fauna de Trilobites del Cámbrico inferior (LOTZE & SDZUY 1961) que refuerza la atribución al Precámbrico de las Pizarras del Narcea.

Sobre el flanco occidental del antiforme del Narcea, que se sitúa ya dentro del dominio del metamorfismo y la esquistosidad, la discordancia es difícilmente acce-

sible por métodos directos; el primero en deducir su existencia fue MATTE (1968 a) en el valle del Sil, basándose en la diferente disposición de las lineaciones de intersección entre la esquistosidad primaria herciniana y la estratificación en los materiales paleozoicos y los precámbricos. Este mismo hecho ha podido ser constatado por nosotros mucho más al N, en los alrededores de La Espina.

Así pues, la existencia de esta discordancia debe ser admitida para toda el área del antiformal del Narcea.

La sucesión estratigráfica del Precámbrico no se encuentra establecida y los datos existentes sobre su naturaleza son muy escasos, limitándose la mayor parte de los autores a señalar que se trata de una sucesión esquisto-arenosa. FÄRBER & JARITZ (1964) señalaron la presencia en esta sucesión de niveles de porfiroides cerca de Cudillero, posteriormente reportados por VAN DEN BOSCH (1969) en la región de Omaña y por RUIZ (1971) en los alrededores de Tineo.

Un hecho importante que parece haber pasado desapercibido hasta el presente es la marcada diferencia entre los materiales precámbricos a un lado y otro del antiformal. Por una parte, el metamorfismo parece afectar muy poco al Precámbrico del flanco oriental, donde pueden ser reconocidas sin dificultad diversas estructuras sedimentarias (VAN DEN BOSCH 1969), mientras en el occidental se alcanza en diversas zonas la isógrada de la biotita; además, el Precámbrico en este último flanco presenta niveles de porfiroides y es en general mucho más pelítico que en el oriental, donde está constituido por una alternancia regular de pizarras y grauwackas con algunos niveles de cuarcita e incluso conglomerados (VAN DEN BOSCH 1969, PÉREZ-ESTAUN comunicación personal).

Dentro de las capas precámbricas, en las inmediaciones de Pola de Allande, se encuentran neises que han sido interpretados como rocas derivadas de un complejo intrusivo preherciniano de naturaleza básica (gabros, con algunas diferenciaciones dioríticas y cuarzdioríticas) (CORRETGE 1969).

En general, estos materiales precámbricos son semejantes a los que más al W forman el núcleo del gran pliegue acostado de Mondoñedo, y han sido comparados en diversas ocasiones con el Brioveriense de Bretaña (LLOPIS LLADO & SÁNCHEZ DE LA TORRE 1962; MATTE 1967, 1968 a, b).

LAS CUARCITAS DE CÁNDANA O ARENSCAS DE LA HERRERÍA (CÁMBRICO INFERIOR)

La primera de estas denominaciones fue establecida por LOTZE (1957) y la segunda por COMTE (1938) para definir en ambos casos los materiales que se sitúan entre las pizarras precámbricas antes descritas y el nivel carbonatado del Cámbrico inferior (Zona Asturoccidental-leonesa) o inferior-medio (Zona Cantábrica). Tanto una como otra localidad tipo se sitúan en la Zona Cantábrica, respectivamente en el valle alto del río Porma (N de León) y en el del Narcea (unos Km. al sur de Tineo, Asturias), pero la denominación puede ser mantenida para la Zona Asturoccidental-leonesa dada la identidad de facies.

En la región estudiada, la Formación Cándana aflora a todo lo largo del flanco W del antiformal del Narcea, si bien debido a la existencia de un importante accidente

tectónico la sucesión es incompleta en gran parte de las localidades; en menor proporción aflora también en el núcleo del anticlinal de San Martín, cerca ya de la costa (fig. 4). Solamente al N, en el sinclinorio del Cabo Vidio, y hacia el S y SW de Villablino pueden obtenerse cortes completos de esta Formación, que está constituida predominantemente por areniscas más o menos feldespáticas, frecuentemente de grano

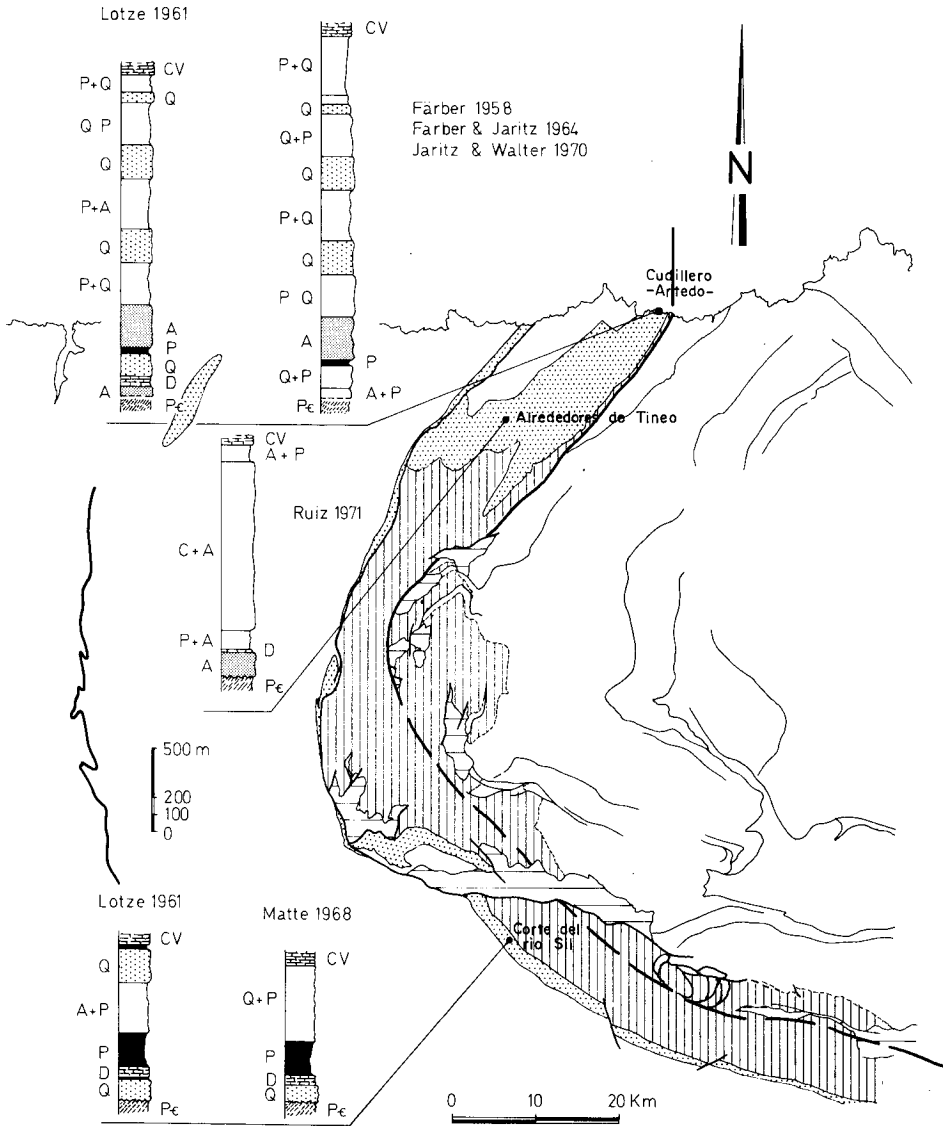


Fig. 4.—Afloramientos de las Cuarcitas de Cándana en la región estudiada (punteado) y sucesiones estratigráficas según diferentes autores. Pe, Precámbrico. En las Cuarcitas de Cándana: Q, cuarcitas; A, areniscas; P, pizarras y D, dolomías. CV, Caliza de Vegadeo. En el mapa, materiales precámbricos con rayado vertical y estefanienses horizontal.

grueso, con característicos tonos rosados en muchos tramos, que alternan con pizarras verdosas o rojizas; cerca de la base se sitúa un nivel de dolomías marrones de unos 60 m. de espesor muy constante en toda la región y que constituye un excelente nivel de referencia. En algunas localidades se localiza en su base un conglomerado poligénico, generalmente delgado, que reposa discordante sobre el Precámbrico.

En la figura 4 se han representado las sucesiones establecidas por distintos autores en varias localidades dentro de la región estudiada; puede apreciarse claramente que el espesor de la formación es máximo en el sinclinorio del Cabo Vidio (del orden de los 2.000 m.) y disminuye considerablemente hacia el S (hasta menos de 1.000 m. en el valle del Sil).

Fuera ya de la región estudiada, la Formación Cándana vuelve a aflorar más al W, en el Dominio del Manto de Mondoñedo, con una facies mucho más pelítica y espesores más reducidos (WALTER 1963, 1965, 1966 a, b, 1968); según MATTE (1968 b) su espesor es aún más reducido en el flanco normal del pliegue acostado de Mondoñedo, donde no sobrepasa los 200 m.

Su contenido paleontológico es más bien escaso: en toda la región estudiada únicamente ha sido citado un yacimiento fosilífero en los niveles de tránsito con la Caliza de Vegadeo, en la Concha de Artedo (FÄRBER & JARITZ 1964), que ha dado una fauna de Trilobites del género *Metadoxides* del Cámbrico inferior. Fuera del área estudiada, en la Zona Cantábrica, estos niveles de tránsito a la Caliza de Vegadeo (= Láncara) han dado faunas en diversas localidades; así, en Los Barrios de Luna LOTZE & SDZUY (1961) han citado faunas de *Dolerolenus* que caracteriza la parte baja del Cámbrico inferior. Al W de la región estudiada, WALTER (op. cit.) obtuvo faunas de Trilobites e incluso Arqueociatos, equivalentes en edad a las anteriormente citadas. Por debajo de estas faunas únicamente han sido localizadas algunas pistas, habiéndose citado *Astropolithon* DAWSON a diversos niveles.

LA CALIZA DE VEGADEO (CÁMBRICO INFERIOR)

Con el término de Caliza de la Vega, BARROIS (1877, 1882) denominó el horizonte carbonatado sobre el que pudo localizar la «fauna 1.^a» en las inmediaciones de Vegadeo. Posteriormente, LOTZE (1961) utilizó la nomenclatura de Calizas de Cuevas y Calizas de Playa para referirse a este mismo nivel en los cortes del Sil y de Cudillero-Cadavedo, y FÄRBER & JARITZ (1964) el de Calizas de Cuernos y de Andina en el mismo sentido. Nosotros seguiremos en adelante la denominación propuesta por BARROIS.

La Caliza de Vegadeo aflora a todo lo largo del flanco W del antiforme del Narcea, y con mucha menor extensión en el núcleo del anticlinal de San Martín, en la región de Ouria. Más hacia el W, en el Dominio del Manto de Mondoñedo y dentro de la región estudiada, afloran estas calizas en muchas localidades, pero siempre de un modo incompleto, ya que constituyen bien el núcleo de pliegues anticlinales o bien el nivel de despegue de algunas escamas, no aflorando nunca materiales inferiores a esta formación; es necesario alcanzar el núcleo del pliegue acostado de Mondoñedo, fuera ya de la región estudiada, para obtener un corte completo de la formación.

Desde el punto de vista petrográfico se trata de calizas y dolomías intensamente

recristalizadas por acción del metamorfismo regional y generalmente con una fuerte reorientación de los cristales debida al desarrollo de la esquistosidad primaria herciniana. La estructura primitiva se encuentra, pues, prácticamente destruida; únicamente en unas pocas secciones delgadas han podido apreciarse restos de oolitos y algunas laminaciones probablemente debidas a algas. A escala macroscópica, se ha localizado un nivel con estromatolitos en el corte de la carretera entre Villardíaz y Vega de Logares (Lam. I A).

En el valle del Sil, la formación sobrepasa los 300 m. de espesor (LOTZE 1961; MATTE 1968 b), reduciéndose bastante hacia el N, donde no sobrepasa los 100-150 m.; en el sinclinorio del Cabo Vidio, al N, llega a alcanzar según LOTZE (op. cit.) los 250 m. Inmediatamente al W de la región estudiada, WALTER (1963) estima su espesor en unos 100 m.

Como ya se ha indicado, la intensa recristalización sufrida por estos materiales, dificulta el reconocimiento de sus primitivas características petrográficas y en consecuencia, resulta prácticamente imposible obtener conclusiones sobre su medio de depósito. Solamente por comparación con la Zona Cantábrica, donde la Formación Láncara —a la que equivale al menos en parte— ha sido minuciosamente estudiada (ZAMARREÑO & JULIVERT 1967; MEER MOHR 1969; ZAMARREÑO 1972) y con cuyo miembro inferior guarda la Caliza de Vegadeo ciertas analogías, podría llegar a admitirse como para este último, una sedimentación en un medio muy poco profundo (litoral).

Por lo que respecta a su edad, dentro de la región estudiada, nunca han sido localizadas faunas dentro de la Caliza de Vegadeo; sin embargo, puede ser datada con precisión dados los yacimientos fosilíferos que se sitúan inmediatamente por debajo y encima de ella. Como ya se ha indicado a propósito de la Formación Cándana, los niveles situados por debajo deben ser referidos al Cámbrico inferior; por lo que respecta a los superiores, sus faunas caracterizan en general el Cámbrico medio, como más adelante veremos, si bien en una localidad (Bres, al S de Vegadeo) el Cámbrico inferior parece también encontrarse representado. Con estos datos, la edad de la Caliza de Vegadeo debe corresponder a la parte alta del Cámbrico inferior.

LA SERIE DE LOS CABOS (CÁMBRICO MEDIO A ORDOVÍCICO INFERIOR)

Por encima de la Caliza de Vegadeo se sitúa un nivel de pizarras y margas verdosas de espesor variable (alrededor de 100 m.), al que sigue una sucesión de varios miles de metros de espesor principalmente constituida por cuarcitas y alternancias de cuarcita o arenisca con pizarras, que desde LOTZE (1958) se denomina «Serie de Los Cabos»; ante la dificultad de separar cartográficamente esta Formación del nivel de pizarras y margas verdosas, comprenderemos en adelante bajo la misma denominación a todos los materiales situados entre la Caliza de Vegadeo y las Pizarras de Luarca, que constituyen su límite superior.

La Serie de los Cabos ocupa una gran extensión dentro de la región estudiada; dentro del Dominio del Navia, constituye una ancha franja que bordea por el W el antiformal del Narcea y aflora en los núcleos de todos los grandes pliegues que en él

se desarrollan. En la Unidad del Eo constituye la mayor parte de los materiales representados.

La Serie de los Cabos en el Dominio del Navia y alto Sil.—En este Dominio la Serie de los Cabos presenta algunas diferencias según se considere su sector oriental u occidental. Así, en la parte más oriental las cuarcitas superiores alcanzan un desarrollo máximo (hasta 1.800 m.) y llegan a reducirse a un único nivel culminante de hasta menos de 50 m. en la parte más occidental. Del mismo modo el espesor total es mayor en la parte oriental del dominio (4.500 m.) que en la occidental (3.000 m.).

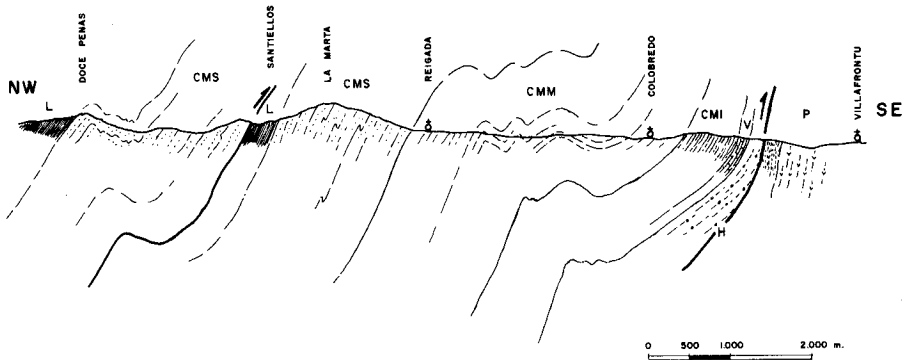


Fig. 5.—Corte desde los alrededores de Pola de Allande al alto de Santiellos. P. Precámbrico. H y V. Formaciones Cándana y Vegadeo. CMI, CMM y CMS, miembros inferior, medio y superior de la Serie de los Cabos. L, Pizarras de Luarca.

En cualquier caso la formación puede ser dividida en el conjunto de todo el dominio en tres miembros:

— Un miembro inferior que comienza con pizarras margosas verdes, constituido principalmente por cuarcitas blancas o verdosas con intercalaciones de pizarras compactas verdes o grises (800-1.000 m.).

— Un miembro medio formado por una alternancia de areniscas y pizarras grises, con algunos tramos finamente laminados. Su espesor varía de E a W de 2.000 a 1.600 m.

— Un miembro superior constituido esencialmente por cuarcitas blancas. Su espesor es máximo al E (1.800 m. en la zona del alto del Palo) y disminuye progresivamente hacia el W (800 m. en el anticlinal de Villayón) hasta quedar reducido a unos 400 m. en la parte septentrional del anticlinal de San Martín; aquí se desarrollan importantes intercalaciones pelíticas que hacen que destaque del resto un horizonte culminante de cuarcitas. En la parte centro-meridional de este mismo anticlinal el horizonte superior de cuarcitas no sobrepasa los 50 m. (región de Los Oscos e Ibias).

De acuerdo con esto, el orden de espesores atribuidos por algunos autores (MATTE 1968 b) a la Serie de los Cabos en este sector o sectores vecinos debe considerarse muy exagerado. El espesor deducido por FÄRBER & JARITZ (1964) en el corte de la costa a la altura del Cabo Busto (unos 6.000 m.) se aproxima más a los valores obtenidos en este trabajo.

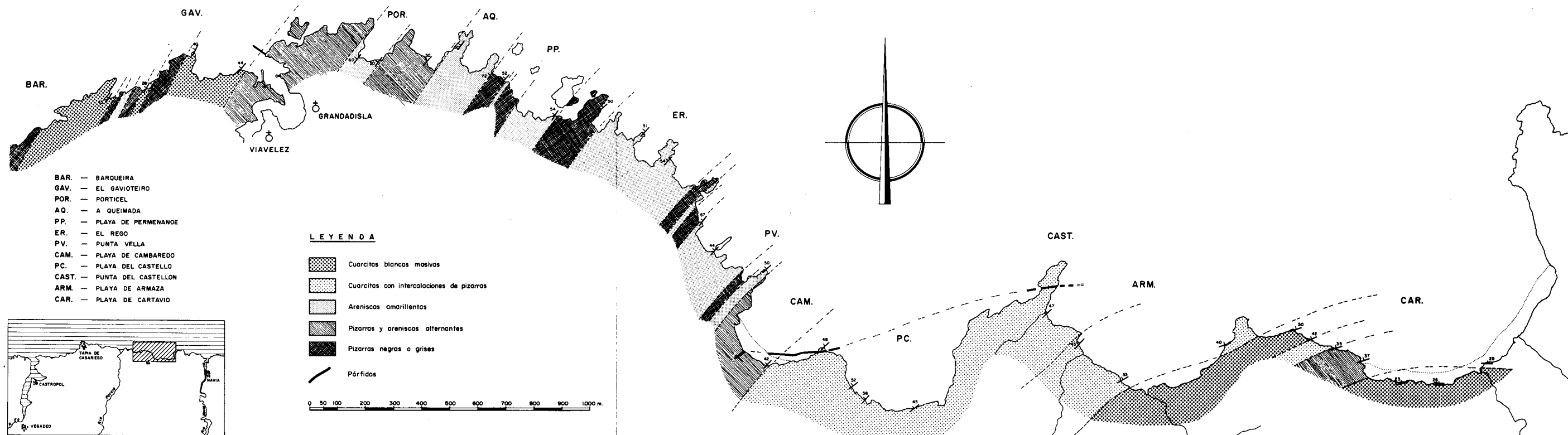
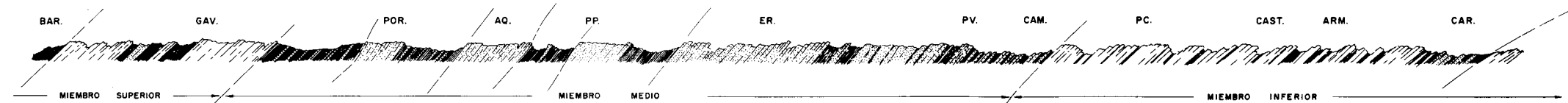


Fig. 6.—La Serie de los Cabos en el corte del acantilado de la costa (alrededores de La Caridad) correspondiente al flanco W del anticlinal de San Martín.

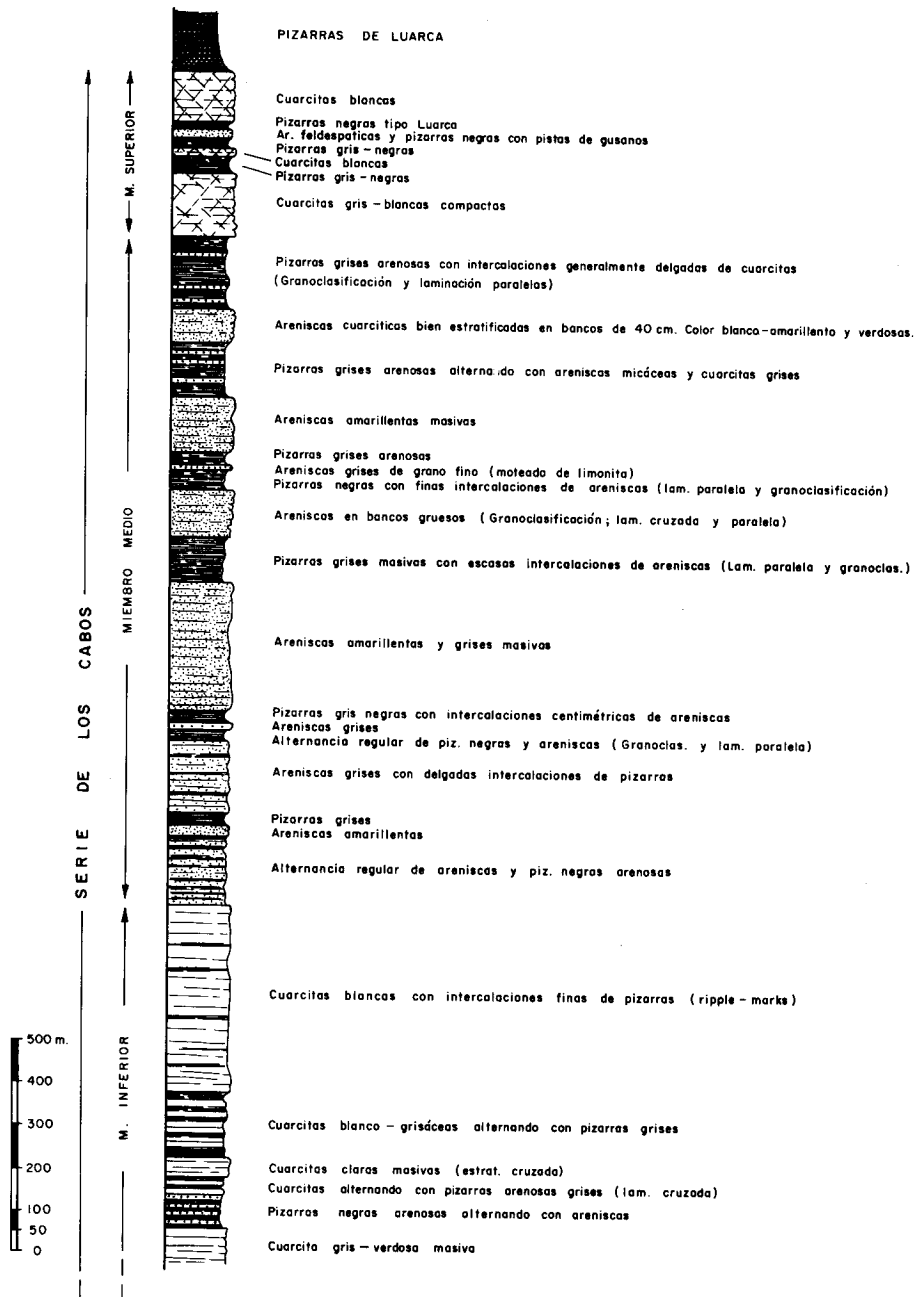


Fig. 7.—Sucesión estratigráfica de la Serie de los Cabos en los alrededores de La Caridad (misma localidad de la figura anterior).

En posición variable dentro de los niveles de pizarras verdes que se sitúan inmediatamente por encima de la Caliza de Vegadeo, se encuentran en algunas localidades (Alto del Rañadoiro y entre Pola de Allande y Trevías principalmente) rocas volcánicas interstratificadas (diabasas y tobas asociadas), descritas con anterioridad por PARGA (1969) y RUIZ (1971).

Los tres miembros antes descritos pueden ser diferenciados sin dificultad tanto en el extremo oriental del dominio (fig. 5) como en el occidental (fig. 6 y 7).

Contenido paleontológico y edad de la Serie de los Cabos en el Dominio del Navia y alto Sil.—Las pizarras verdes basales han dado faunas de Trilobites del Cámbrico medio (*Conocoryphe heberti*, *C. Pseudooculata*, *Paradoxides pradoanus*, *P. brachyrhachis*, *Solenopleuropsis simula*, etcétera) en varias localidades (Villanueva de Trevías —ver FÄRBER & JARITZ 1964, pp. 693, RUIZ 1971—, Concha de Artedo y playa de Cadavedo —FÄRBER & JARITZ, op. cit.).

El resto de la formación no comporta más que pistas fósiles que permiten sin embargo establecer precisiones con respecto a su edad. Así, en la playa del Castillo (cerca de La Caridad, ver figura 6) hemos podido reconocer en compañía del Dr. T. P. CRIMES (*) la existencia de *Rusophycos* y *Cruziana semiplicata* SALTER, y en la pequeña playa que se sitúa inmediatamente al E de Cabo Vidio:

Rusophycos
Diplichnites
Monomorphichnus
Cruziana semiplicata SALTER
Skolithos
Planolites

Ambas localidades se sitúan hacia la parte alta del miembro inferior de la Serie de los Cabos; la presencia sobre todo de *C. semiplicata* permite atribuir estos niveles al Cámbrico superior.

En la parte alta del miembro medio se ha podido reconocer la presencia de *Cruziana? furcifera* d'ORBIGNY (según clasificación del Dr. CRIMES) (Km. 20 y 22 de la carretera de Pola de Allande a Grandes de Salime) que indicaría ya una edad ordovícica. Así mismo, más al W, FÄRBER & JARITZ (1964) citan *Cruziana cf. goldfussi* (ROUAULT) (alrededores de Grandadisla, ver figura 6), que indicaría también una edad ordovícica, en niveles correspondientes a la parte alta del miembro medio ahora establecido.

Por último, en la parte más alta de la Serie de los Cabos hemos localizado niveles con *Cruziana furcifera* d'ORBIGNY y *C. rugosa* d'ORBIGNY (según clasificación del mismo Dr. CRIMES) que caracterizan ya el Arenig (Km. 30 de la carretera de Pola de Allande a Grandas de Salime, cerca de Montefurado).

(*) Dpto. de Geología, Universidad de Liverpool.

La Serie de los Cabos en el Dominio del Manto de Mondoñedo.—En este dominio, la Serie de los Cabos pasa a ser mucho más pelítica, al mismo tiempo que su espesor se reduce considerablemente. Así, en los alrededores de Navia de Suarna (fig. 8) no sobrepasa los 2.500 m.; los espesores atribuidos por

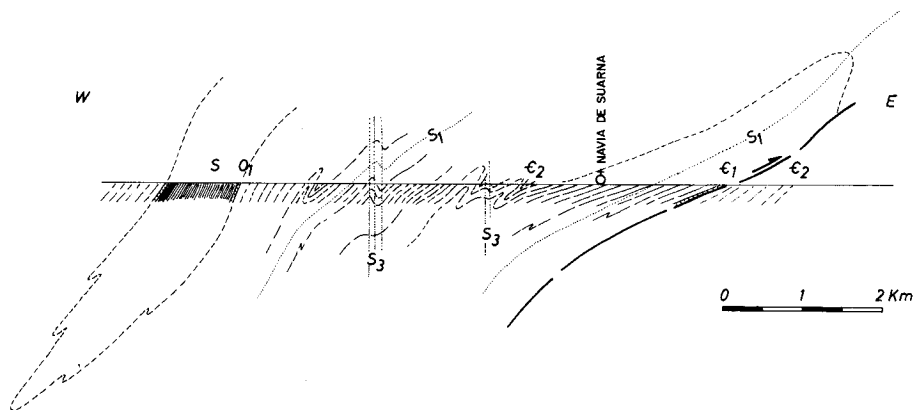


Fig. 8.—Corte a lo largo de la carretera Becerreá-Navia de Suarna (Km. 20 a 31), a través de la Serie de los Cabos. ϵ_1 , Caliza de Vegadeo. ϵ_2 — O_1 , Serie de los Cabos. S. Silúrico. S_1 y S_3 , esquistosidades de 1.^a y 3.^a fase hercynianas.

WALTER (1963) a esta formación algo más al N deben por tanto ser muy exagerados, como ya fue señalado por MATTE (1968 b). La sucesión se encuentra prácticamente constituida en su totalidad por una alternancia de areniscas amarillentas y pizarras verdosas, que hacia los 200 m. superiores se va haciendo más cuarcítica para culminar con un nivel delgado de cuarcitas (menos de 50 m.) claramente diferenciado del resto (Capas superiores del río Eo de WALTER).

En esta zona, la fauna más antigua que se sitúa sobre la Caliza de Vegadeo, corresponde a Trilobites (*Ellipsocephalideos*) hallados por WALTER (1963) en Bres, al sur de Vegadeo, y considerados por SDZUY tal vez incluso del Cámbrico inferior (SDZUY, in WALTER, op. cit.; SDZUY 1968). Así pues, al menos en este dominio el depósito de la Serie de los Cabos podría haberse iniciado ya al final del Cámbrico inferior.

El resto de las faunas de trilobites localizadas cerca de la base corresponden ya al Cámbrico medio que ha podido caracterizarse por Trilobites principalmente en los alrededores de Vegadeo (BARROIS 1882; LOTZE 1961; MELÉNDEZ & ASENSIO AMOR 1964; FÄRBER & JARITZ 1964) y en Bres (WALTER 1963; SDZUY 1968). Los niveles fosilíferos más bajos recogidos por SDZUY (1968) en los alrededores de Bres, contienen una fauna con *Acadolenus cf. decorus* SDZUY, *Peronopsella p. pokrovskajae* SDZUY, *Condylopyge cf. carinata* WEST., etc., que corresponde a un nivel bajo dentro del Cámbrico medio (subpiso de *Acadolenus* de SDZUY, 1971). Por encima de este horizonte SDZUY recolectó fauna en 35 horizontes más, separados en total 30 m.; estas faunas representan los diferentes subpisos distinguidos por dicho autor dentro del Cámbrico medio hasta el subpiso de *Solenopleuropsis*, ya que los niveles 34-36 tienen diferentes especies de *Solenopleuropsis*.

Por encima de la misma franja de caliza en que se sitúan estos yacimientos, hemos podido localizar algo más al S, en Villardíaz, un nuevo yacimiento de Trilobites, situado unos 30-40 m. por encima de la caliza, en el que según clasificación del Prof. SDZUY (*) se encuentran:

Paradoxides mediterraneus

Solenopleuropsis cf. marginata

fauna que debe corresponder a un nivel alto dentro del Cámbrico medio (subpiso de *Solenopleuropsis*).

Paleogeografía y condiciones de depósito.—En la figura 9 se ha representado esquemáticamente la reconstrucción paleogeográfica de la cuenca de sedimentación al fin del depósito de la Serie de los Cabos en un corte transversal E-W, indicándose en la fig. 10 su distribución paleogeográfica. Como puede apreciarse, existe una zona de máxima subsidencia situada en la parte oriental del Dominio del Navia, donde se acumulan más de 4.000 m. de sedimentos; hacia el W el espesor de la serie disminuye hasta quedar reducido a casi la mitad en el extremo de la región estudiada, al mismo tiempo que los sedimentos se van haciendo más finos. Las cuarcitas superiores de la Serie de los Cabos que alcanzan también un espesor máximo en el Dominio del Navia oriental (2.000 m.) disminuyen rápidamente de espesor hacia el W, hasta quedar reducidas a un delgado horizonte (50 m.).

Hacia la Zona Cantábrica, la disminución general del espesor es mucho más espectacular: mientras al W del antiformal del Narcea el espesor de la Serie de los Cabos es como ya se ha indicado de más de 4.000 m., al E las formaciones equivalentes (Oville-Barrios) no sobrepasan por término medio los 500 m.

Dejando aparte los niveles de pizarras verdes con los que se inicia la formación, el conjunto de la Serie de los Cabos muestra en el Dominio del Navia una gran uniformidad de facies en sentido vertical. En primer lugar, la litología es muy similar para todos los niveles y las mismas estructuras sedimentarias —principalmente estratificación cruzada tabular, ripples simétricos y asimétricos y otras estructuras—, se repiten de modo regular por toda la sucesión. Existen asimismo estructuras sedimentarias orgánicas (principalmente *Cruziana* y otras pistas y en menor proporción *Skolithos*) repartidas a lo largo de toda la serie. La consideración conjunta de las estructuras sedimentarias inorgánicas y orgánicas antes mencionadas indica condiciones de depósito en aguas someras, muy probablemente en un medio sublitoral (SEILACHER 1964, 1967; CRIMES 1970 a, b, c, d), que serían por tanto comunes para la mayor parte de la Serie de los Cabos.

Como ya se ha indicado anteriormente, en el Dominio del Manto de Mondoñedo la sedimentación es mucho más pelítica; la menor abundancia de estructuras sedimentarias del tipo de las existentes en el dominio anterior, sugiere una sedimentación en condiciones de aguas tranquilas y por tanto una mayor profundidad. Sólo en las cuarcitas superiores se repetirían las condiciones de depósito existentes en el Dominio antes citado.

(*) Universidad de Würzburg.

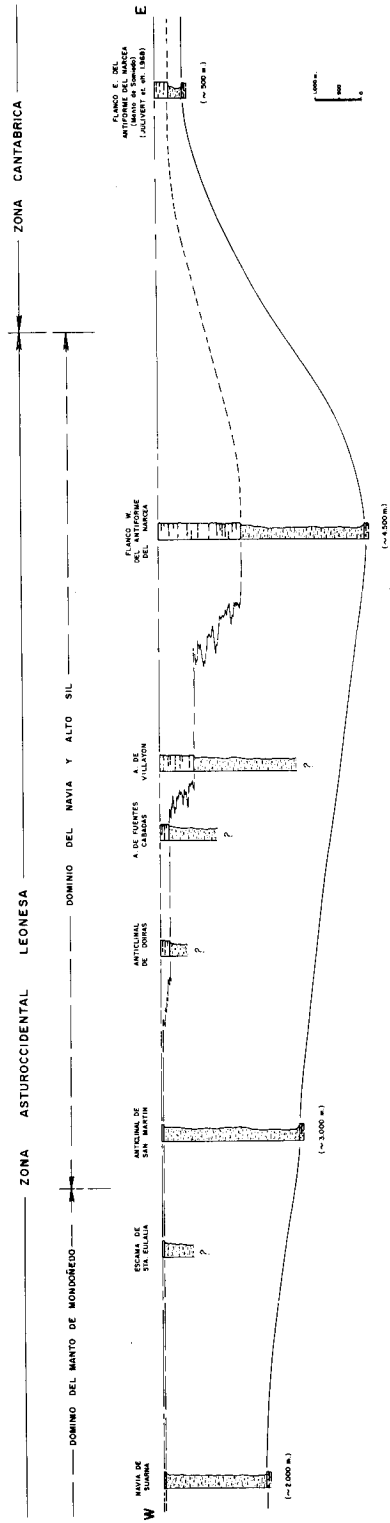


Fig. 9.—Distribución de espesores de la Serie de los Cabos desde la Zona Cantábrica al extremo W de la región estudiada. En la parte alta de las columnas, cuarcitas masivas. Yacente: Cáliza de Vegadeo. Se destaca un área de máxima subsidencia en el límite oriental del Dominio del Navia y alto Sil.

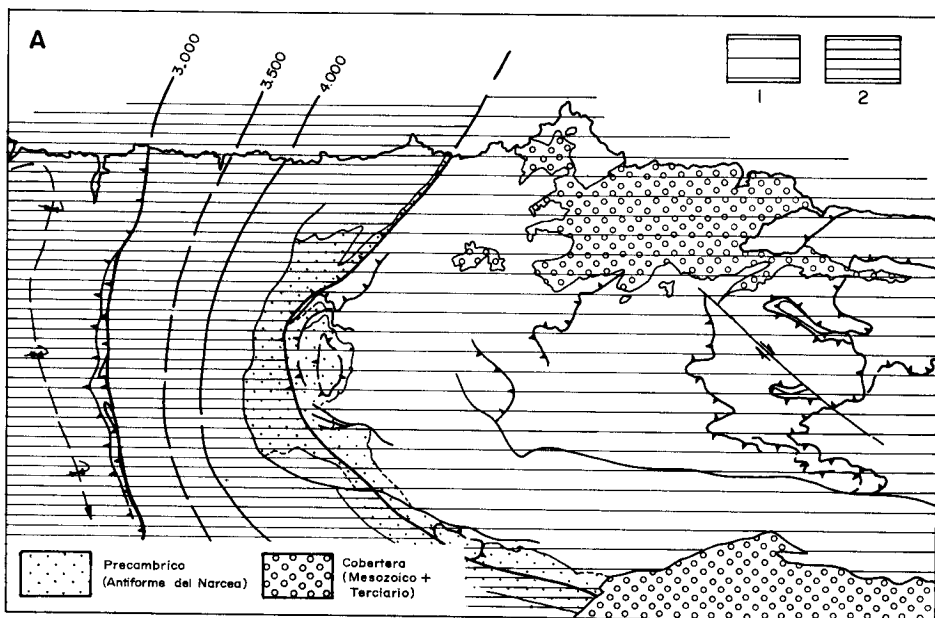


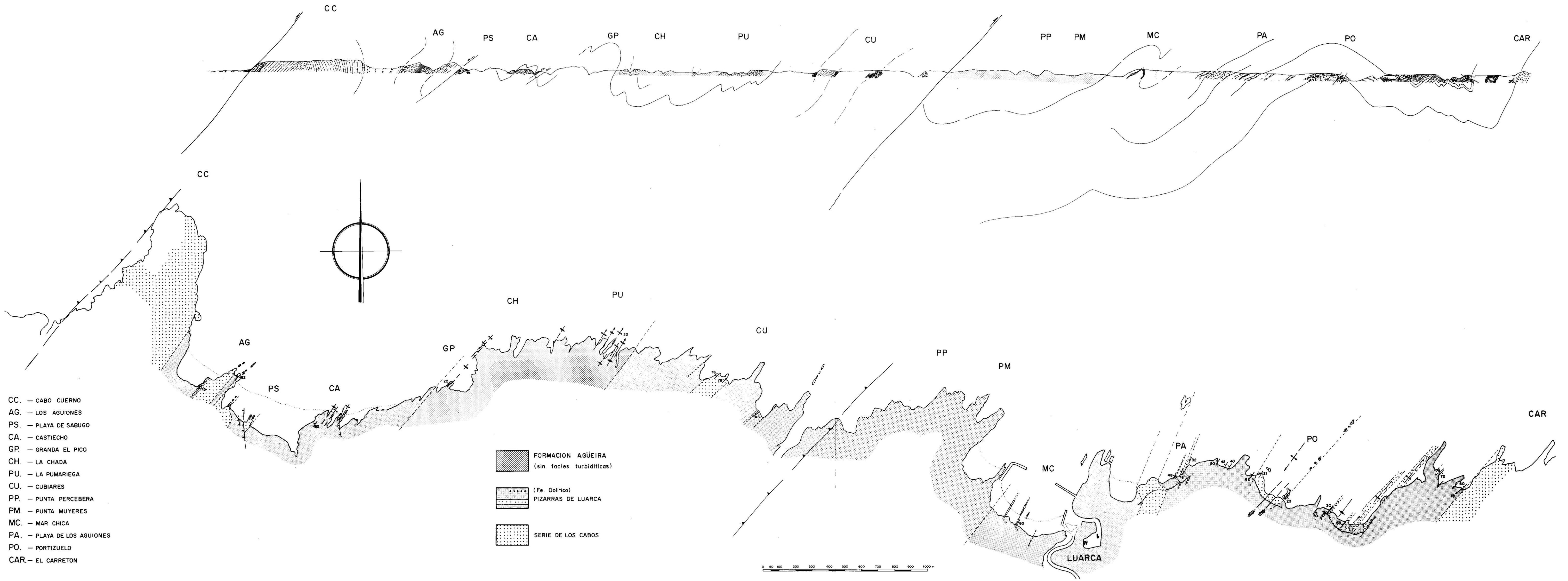
Fig. 10.—Esquema paleogeográfico con la distribución de la Serie de los Cabos en el Occidente de Asturias y Zona Cantábrica. 1 y 2, áreas con espesores menores y mayores de 1.000 m., respectivamente (según JULIVERT, MARCOS & TRUYOLS, 1972, ligeramente modificado).

Medidas realizadas sobre estratificaciones cruzadas en la Serie de los Cabos (JARITZ & WALTER 1970) en el corte de la costa, indican una procedencia SE de los aportes para la parte más oriental de la Zona Asturoccidental-leonesa que hacia el occidente iría derivando hasta indicar aportes procedentes del E en la Unidad del Eo.

Consideraciones generales sobre la edad de la Serie de los Cabos.—De los datos sobre las faunas ya citados se puede deducir que la Serie de los Cabos se inicia al principio del Cámbrico medio —o incluso en el límite Cámbrico inferior-medio— y su sedimentación se prosigue hasta el Arenig.

Todos los yacimientos de Trilobites anteriormente citados se sitúan siempre muy cerca de la base, y, dejando aparte las pistas, el contenido paleontológico del resto de la sucesión es muy escaso, habiéndose citado únicamente la existencia de algunos niveles con Braquiópodos y Equinodérmos no clasificables (WALTER 1963; FÄRBER & JARITZ 1964; JARITZ & WALTER 1970). Sin embargo, las pistas —principalmente *Cruziana*— permiten como ya hemos indicado aportar precisiones sobre la edad. Así el hallazgo antes mencionado de *Cruziana semiplicata* SALTER en Cabo Vidio y en la Playa de Castello, permite reportar en todo el Dominio del Navia la parte alta del miembro inferior de la Serie de los Cabos al Cámbrico superior.

La primera referencia a *Cruziana semiplicata* en el occidente de Asturias parece haber sido hecha por FÄRBER (Diss. Univ. Münster 1958), quien la cita en niveles altos de la Serie de los Cabos en el corte Cadavedo-Cabo Busto; basándose en estos datos, LOTZE (1961) supone que la mayor parte de esta Formación debe de ser Cám-



- CC. — CABO CUERNO
- AG. — LOS AGUIONES
- PS. — PLAYA DE SABUGO
- CA. — CASTIECHO
- GP. — GRANDA EL PICO
- CH. — LA CHADA
- PU. — LA PUMARIEGA
- CU. — CUBIARES
- PP. — PUNTA PERCEBERA
- PM. — PUNTA MUYERES
- MC. — MAR CHICA
- PA. — PLAYA DE LOS AGUIONES
- PO. — PORTIZUELO
- CAR. — EL CARRETON

- FORMACION AGÜEIRA
(sin facies turbidíticas)
- (Fe. Oolítico)
PIZARRAS DE LUARCA
- SERIE DE LOS CABOS

0 50 100 200 300 400 500 600 700 800 900 1000 m

Fig. 11.—Mapa y corte a lo largo del acantilado de la costa entre Cabo Cuerno y El Carretón (alrededores de Luarca).

brica, quedando el Ordovícico restringido a los niveles más superiores. Sin embargo, ni en la publicación posterior de FÄRBER & JARITZ (1964) ni en la más moderna de JARITZ & WALTER (1970) se hace mención alguna de esta especie; este hecho, unido a la indudable existencia de especies claramente Ordovícicas de *Cruziana* en los niveles superiores de la formación hace pensar en algún error en las primeras determinaciones. Aparte de esto, la primera referencia precisa a *C. semiplicata* se debe a SEILACHER (in SEILACHER & CRIMES 1969) quien la cita en Portiella, cerca de Soto de Luiña; este hallazgo constituye la primera evidencia cierta de la presencia de Cámbrico superior en el occidente de Asturias.

Sin embargo, a falta de estudios más detallados, el límite Cámbrico-Ordovícico no puede ser aún señalado con precisión. Las especies de *Cruziana* propiamente Ordovícicas, se sitúan, como ya se ha señalado anteriormente, hacia la parte alta del miembro medio, tanto en las sucesiones del Dominio del Navia Oriental como del Occidental. El límite Cámbrico-Ordovícico se situaría pues en algún lugar indeterminado entre las partes altas del miembro inferior y el medio.

La edad Skiddawense (Arenig) de los niveles superiores sugerida por la presencia de *C. rugosa* y *C. furcifera*, encaja perfectamente con la de las faunas de Graptolites que se sitúan inmediatamente por encima de esta formación, en las Pizarras de Luarca, que caracterizan el Llanvirn como más adelante veremos.

LAS PIZARRAS DE LUARCA (ORDOVÍCICO MEDIO).

La denominación de Pizarras de Luarca fue aplicada por BARROIS (1882) para definir las pizarras negras en las que cerca de Luarca PRADO (1857) había localizado la entonces denominada «fauna 2.^a», correspondiente al actual Ordovícico medio.

En toda la región estudiada las Pizarras de Luarca se caracterizan por poseer una gran uniformidad de facies, estando esencialmente constituidas por pizarras negras lustrosas y masivas, ricas en sulfuro de hierro. No obstante, existen algunas diferencias de detalle, principalmente por lo que respecta a los Dominios del Navia oriental y occidental, que justifican una consideración particular.

Las pizarras de Luarca en la mitad oriental del Dominio del Navia.—Las mejores sucesiones de la Formación dentro de esta área pueden obtenerse en el corte del acantilado de la costa, entre el Carretón y Luarca (fig. 11). En estas localidades se diferencian tres miembros en las Pizarras de Luarca (fig. 12 A y B).

— Un miembro inferior constituido esencialmente por pizarras negras lustrosas, con abundante piritita y algunos niveles de hierro oolítico de unos centímetros de espesor; hacia la mitad superior presenta intercalaciones delgadas de cuarcita. Su espesor es de 260 m. en el corte de Luarca y va disminuyendo progresivamente hasta los 175 m. en el extremo occidental.

— Un miembro medio (80 m.) constituido por cuarcitas blancas; en ellas han podido localizarse en la playa de Sabugo niveles con bilobites en los que, en compa-

E

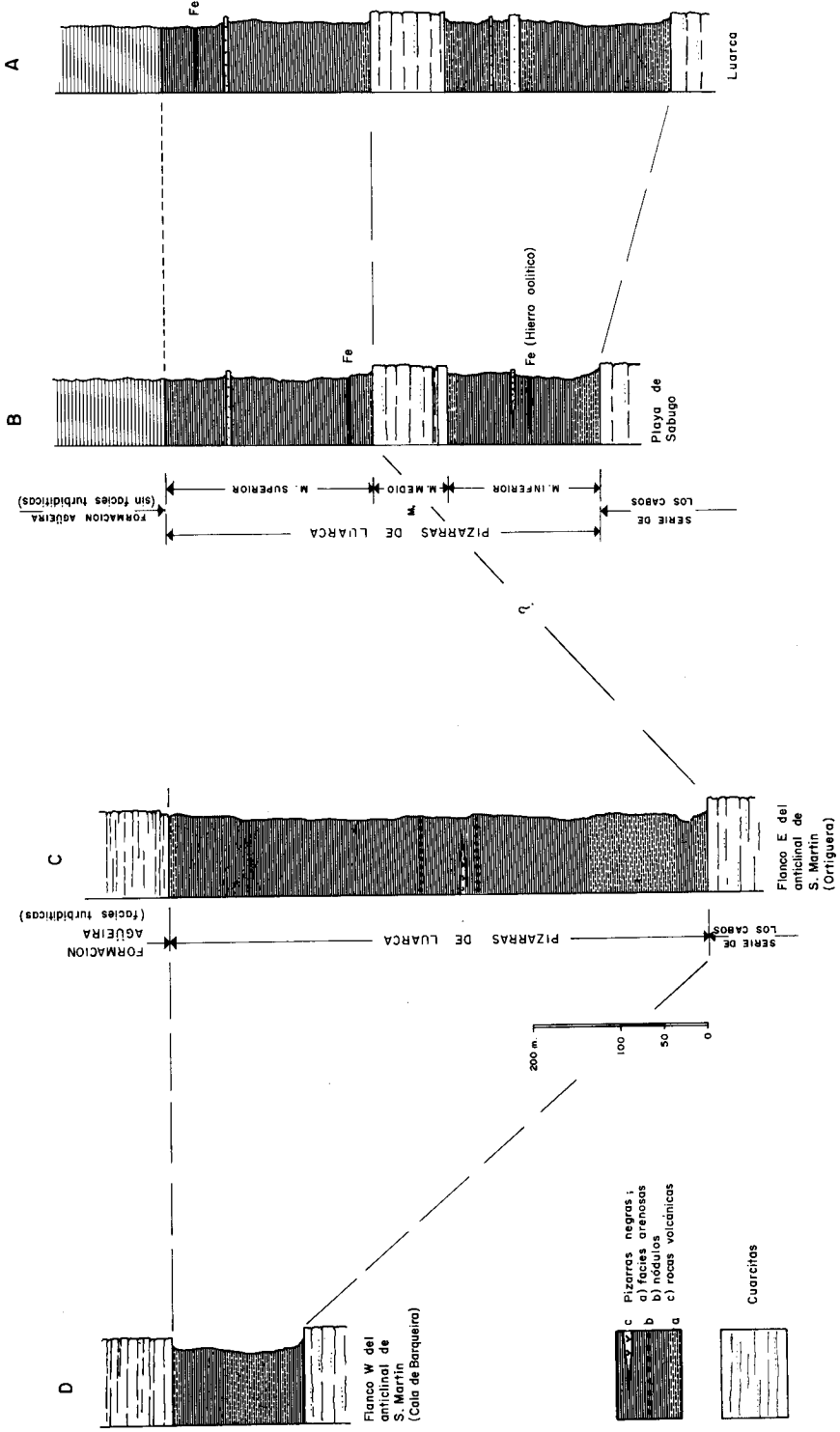


Fig. 12.—Sucesión estratigráfica de las Pizarras de Luarca en varias localidades a lo largo de la costa.

ña del Dr. CRIMES, hemos reconocido la presencia de *Cruziana furcifera* d'ORBIGNY y *C. rugosa* d'ORBIGNY (Lam. I B).

— El miembro superior (250 m.) es prácticamente igual al inferior, si bien las intercalaciones cuarcíticas son en él más escasas.

Por encima de las Pizarras de Luarca se sitúa en esta región una sucesión de pizarras grises con laminaciones cuarzosas muy finas, a las que se hará referencia más adelante, al tratar del Ordovícico superior.

El tránsito entre las Pizarras de Luarca y la Serie de los Cabos es siempre gradual, si bien se realiza en corto espacio; estos niveles de tránsito están constituidos por una alternancia de areniscas (relativamente ricas en feldespatos) y pizarras con laminaciones paralelas y cruzadas, a veces con niveles granoclasificados.

Dentro del mismo sector, hacia el Sur, puede apreciarse que el miembro cuarcítico de las Pizarras de Luarca no es continuo y desaparece completamente en muchas ocasiones, quedando entonces la Formación constituida por una sucesión homogénea de pizarras negras.

Las Pizarras de Luarca en la mitad occidental del Dominio del Navia.—A diferencia de la región anterior, las Pizarras de Luarca constituyen aquí una sucesión homogénea de pizarras negras lustrosas, con algunos niveles de nódulos arcillosos y capas delgadas y esporádicas de hierro oolítico.

Es al E del anticlinal de San Martín donde alcanzan un mayor desarrollo. El mejor corte puede obtenerse sobre el acantilado de la costa en los alrededores de Ortiguera (fig. 13); si bien la esquistosidad primaria herciniana se encuentra muy desarrollada, la estructura puede ser en su mayor parte reconstruida, ya que la presencia de niveles de nódulos, laminaciones finas de arenisca y límites entre capas conservados, permiten deducir la posición de las superficies de estratificación en numerosos puntos. En este sector su espesor puede estimarse en 1.200 m. (fig. 12 C). Hacia el E, al otro flanco del sinclinal de Puerto de Vega, la sucesión de las Pizarras de Luarca, no puede ser establecida ya que se ven interrumpidas por un accidente tectónico (ver fig. 13).

Sobre el flanco W del anticlinal de San Martín, esta formación aparece bien expuesta en el corte de la costa, en las inmediaciones de la Cala de Barquira (figs. 12D y 14) donde su espesor no sobrepasa los 300 m.

En ambas localidades, el paso de la Serie de los Cabos a Pizarras de Luarca se realiza de un modo gradual, estando constituidos los niveles inferiores por pizarras con finas laminaciones de areniscas feldespáticas que llegan a sobrepasar los 100 m. de espesor en el flanco E del anticlinal de San Martín.

El límite superior de esta formación está constituido siempre en este sector por la Formación Agüeira, siendo gradual pero rápido el paso de una a otra formación.

En un trabajo anterior (MARCOS 1970) dimos cuenta del hallazgo de Graptolites dentro de las Pizarras de Luarca en la región de Los Oscos, y dentro por tanto del Dominio occidental que ahora consideramos. Hasta el presente se han podido localizar cuatro yacimientos de Graptolites del género *Didymograptus*, a uno y otro flanco del anticlinal de San Martín (fig. 15). El primero de ellos (0-15) se sitúa unos Km.

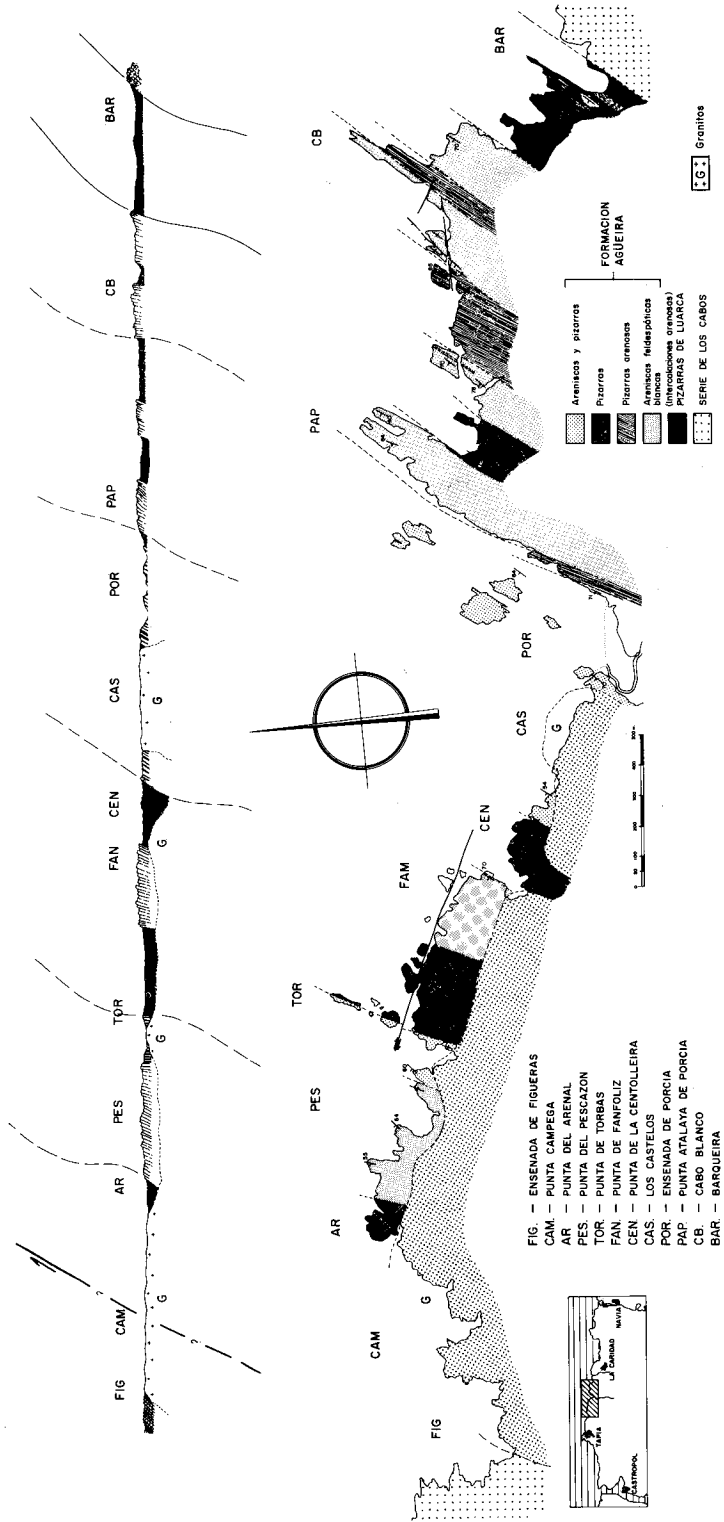


Fig. 14.—Mapa y corte del acantilado de la costa en los alrededores de la ensenada de Porcía, donde afloran las Pizarras de Luarca y la Formación Agüeira correspondientes al flanco W del anticlinal de San Martín.

al sur de San Martín de Oscos, en los alrededores de Texeira y muy cerca de la mina de San José, en el punto donde parte el camino que conduce al pequeño edificio de oficinas y almacén; allí, en pizarras negras situadas unos 20 m. por encima de la cuarcita superior de la Serie de los Cabos, se ha podido determinar la existencia de *Didymograptus purchisoni* (BECK). El yacimiento O-20 se sitúa al SW de Villanueva de Oscos, sobre una de las pistas que conducen a las minas abandonadas de la Curiscada; en él se ha determinado igualmente *D. purchisoni*.

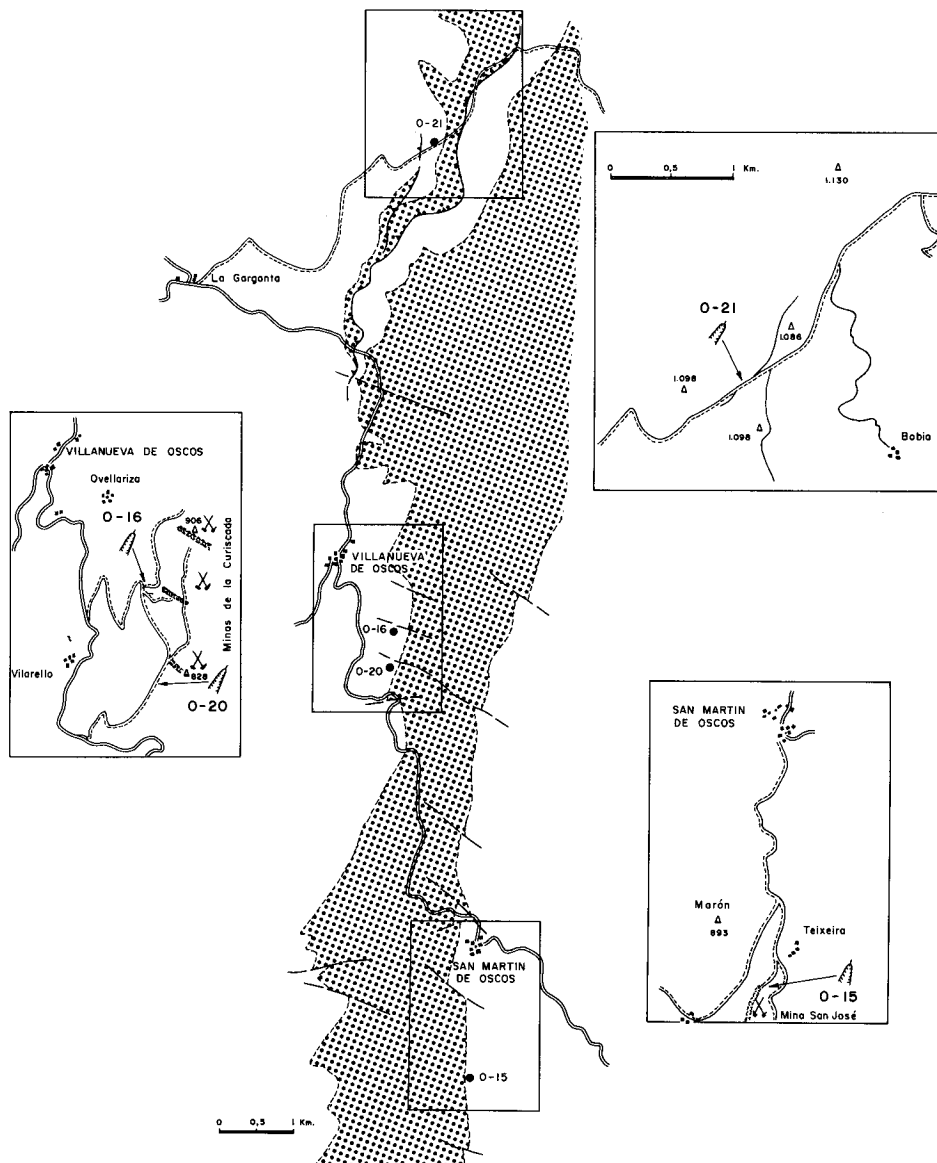


Fig. 15.—Situación de los yacimientos fosilíferos con *Didymograptus* en la región de Los Oscos, a ambos flancos del anticlinal de San Martín. Punteado: Serie de los Cabos.

El yacimiento 0-21 se sitúa al N de los anteriores sobre la pista que conduce a la mina Excomulgada, en una escama individualizada al W del anticlinal de San Martín; allí se ha determinado *Didymograptus* cf. *stabilis* ELLES & WOOD. Por último, el yacimiento 0-16, situado cerca del 0-21 antes citado, no ha dado más que restos de graptolites indeterminables y atribuibles al género *Didymograptus*.

La clasificación de los ejemplares fósiles ha sido realizada por el Profesor A. Philippot de la Universidad de Rennes (Francia).

Desde el punto de vista de su posición todos estos yacimientos se sitúan relativamente muy cerca de la base de las Pizarras de Luarca (entre 20 y 50 m.), en pizarras negras, y siempre el número de ejemplares obtenidos de cada yacimiento ha sido escaso.

Las Pizarras de Luarca en el Dominio del Manto de Mondoñedo.—En este dominio y dentro de la región estudiada, las Pizarras de Luarca se limitan a la parte norte del sinclinal de Villaodrid (WALTER 1965) y a una pequeña escama (escama de Penamaría) individualizada por delante del frente de cabalgamiento de la Unidad del Eo en la región de Fonsagrada. En el primero de los afloramientos citados, la estratigrafía ha sido perfectamente establecida por WALTER (1965, 66, 68) y no hemos realizado nuevas observaciones. Según dicho autor las Pizarras de Luarca están allí constituidas por pizarras negras ricas en Pirita, con laminaciones arenosas y hierros oolíticos hacia la parte inferior; los niveles más altos que afloran por debajo de las pizarras silúricas —que se superponen directamente a esta formación en este dominio— están constituidos por unos pocos metros de alternancias de areniscas y pizarras.

En la escama de Penamaría el afloramiento se reduce a unos pocos metros de pizarras negras con algunos niveles arenosos; en ellos ha podido localizarse un yacimiento de Trilobites entre los que se encuentran, según clasificación del Profesor K. SZUY (*), *Neseuretus tristani* (BRONG.) y restos de Asaphidae no determinados. El primero de ellos permite caracterizar como es sabido el Ordovícico medio (Llanvirn-Llandeilo).

Características generales y distribución de las Pizarras de Luarca.—De acuerdo con los cortes locales anteriormente mencionados, las Pizarras de Luarca se encuentran constituidas en su mayor parte por pizarras negras lustrosas y masivas, muy ricas en piritas; generalmente presentan facies arenosas hacia la base y el techo, en los niveles de tránsito con las formaciones adyacentes, constituidas por una fina alternancia de pizarras y areniscas (feldespáticas, generalmente) con granoclasificación y laminaciones paralelas y cruzadas. Localmente comportan niveles de nódulos arcillosos, delgadas capas de hierros oolíticos y algún banco de areniscas o cuarcitas. Solamente en la parte oriental del Dominio del Navia, un grueso horizonte de cuarcita se encuentra incluido dentro de la formación.

Esta facies (pizarras negras con poco material clástico, presencia de materia orgánica y sulfuro de hierro, ausencia de carbonatos) es típica de sedimentos deposi-

(*) Universidad de Würzburg.

tados en un medio euxínico. La existencia de graptolites bien conservados sugiere condiciones de aguas tranquilas, como correspondería a un medio restringido de este tipo. Como es sabido, estos medios no pueden ser referidos a una determinada profundidad, pero en este caso la existencia de depósitos de facies turbidíticas (Formación Agüeira) por encima de las Pizarras de Luarca, parece indicar un aumento progresivo de la profundidad a partir del depósito de los sedimentos someros de la Serie de los Cabos.

En las figuras 16 y 17 se ha representado esquemáticamente la distribución de las Pizarras de Luarca en la región estudiada y en la Zona Cantábrica y la reconstrucción ideal de su cuenca de sedimentación en el corte transversal E-W, debiendo tenerse en cuenta que en su desaparición hacia el W pudo haber intervenido una erosión anterior al Silúrico; como puede apreciarse, en la Unidad del Eo su espesor es reducido (del orden de 100 m.) o se encuentran ausentes; un umbral separa esta Unidad del Dominio del Navia. En la parte occidental de este dominio se alcanzan los máximos espesores, diferenciándose claramente un surco donde se sobrepasa los 1.000 m. En el Dominio del Navia oriental los espesores son del orden de los 500-600 m.; hacia el E, en la Zona Cantábrica, sus afloramientos se reducen a la región del Cabo Peñas, donde alcanzan aún un notable desarrollo (*) y en las escamas del Sueve-Rioseco donde únicamente un delgado espesor de sedimentos se encuentra conservado.

Consideraciones sobre la edad de la formación.—En el occidente de Asturias, las Pizarras de Luarca vienen siendo atribuidas al Ordovícico medio desde los tiempos de PRADO (1857), quien pudo localizar en los alrededores de Luarca una fauna constituida principalmente por Trilobites (*Calymene* y otros), Lamelibranquios (*Redonia*) y Cistoideos (*Echinospherites?*). Sin embargo, los yacimientos fosilíferos citados hasta el presente en esta formación son en general escasos y poco característicos. Así, las citas de *Calymene* hechas por BARROIS (1882) son muy imprecisas, ya que este autor designa repetidamente en sus cortes a las Pizarras de Luarca como «pizarras de o con *Calymene*», pero sin concretar la existencia de ningún yacimiento. En 1924, HERNÁNDEZ SAMPELAYO da cuenta del hallazgo de *Calymene* en las inmediaciones de Doiras, y por último es LLOPIS (1961) quien cita la presencia de *Calymene tristani* BRONG., cerca también de esta última localidad, siendo el primero en situar geográfica y geológicamente un yacimiento en las Pizarras de Luarca del occidente de Asturias (al W de Cedemonio, cerca de Doiras). Con estos datos, la formación podría ser referida al menos en parte al Ordovícico medio (Llanvirn o Llandeilo) sin más precisiones.

En la región del Eo, es conocida la presencia de Graptolites ordovícicos desde 1915, fecha en que HERNÁNDEZ SAMPELAYO cita la presencia de *Didymograptus murchisoni* BECK (además de *Calymene tristani* BRONG., principalmente), en las localidades de San Tirso y Mondigo, dentro del sinclinal de Villaodrid. La existencia de estas faunas fue posteriormente corroborada por WALTER (1965, 66, 68).

(*) Esta zona puede ser considerada aún como el borde de cuenca de la Zona Asturoccidental-leonesa.

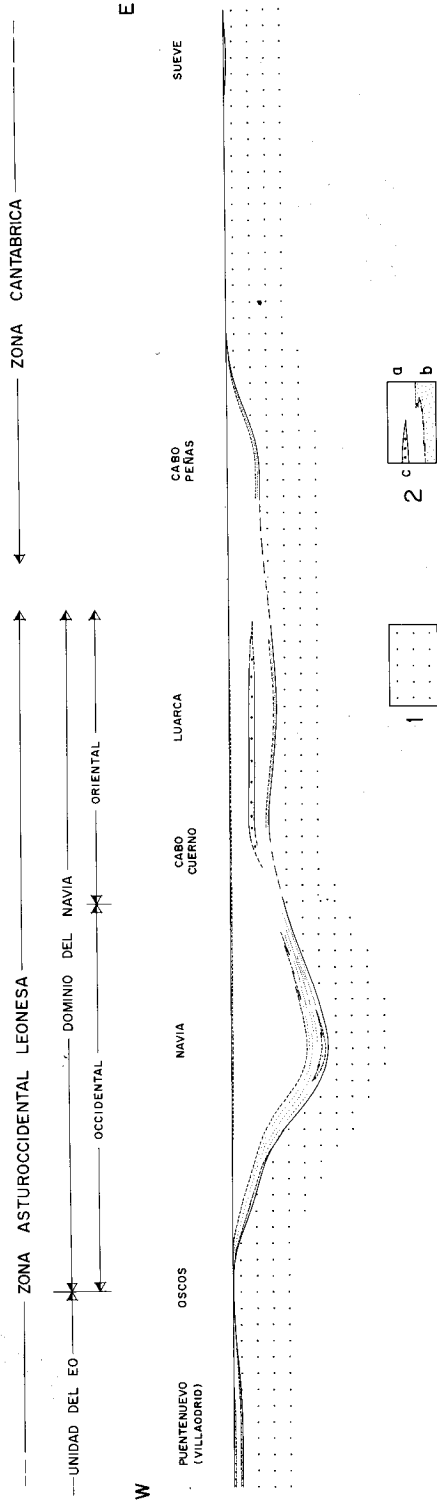


Fig. 16.—Reconstrucción esquemática idealizada de la cuenca de sedimentación después del depósito de las Pizarras de Luarca. 1, Serie de los Cabos. 2, Pizarras de Luarca (a, pizarras negras; b, facies arenosas; c, cuarcita). Escala vertical 1 : 90.000.

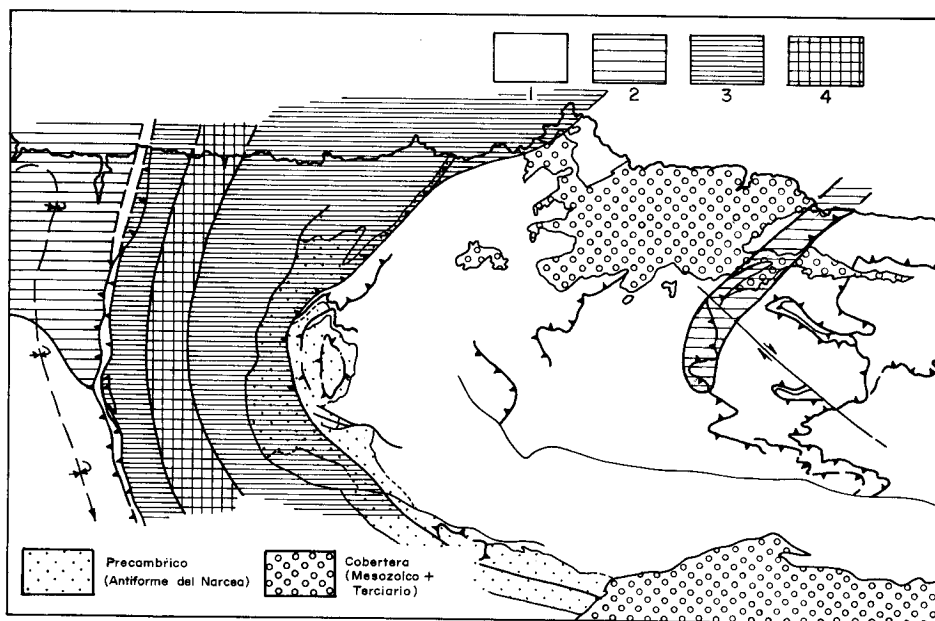


Fig. 17.—Esquema paleogeográfico y distribución de las Pizarras de Luarca en el Occidente de Asturias y Zona Cantábrica. 1, áreas sin Pizarras de Luarca. 2, 3 y 4, áreas con espesores reducidos (100 m.) y con espesores mayores de 300 y 1.000 m, respectivamente (según JULIVERT, MARCOS & TRUYOLS 1972).

El hallazgo en el curso de la realización de este trabajo de *Didymograptus stabilis* y *D. murchisoni*, anteriormente mencionados, en la región de Los Oscos, que caracterizan respectivamente las Zonas 6 y 7 de ELLES & WOOD, permiten reportar al Llanvirn la base de las Pizarras de Luarca en el Dominio del Navia occidental; en la Unidad del Eo la presencia de *D. murchisoni* permite adoptar la misma conclusión. De igual modo, en la Zona Cantábrica ha sido citada la existencia de *D. bifidus* HALL que caracteriza la Zona 6 de ELLES & WOOD en los niveles basales de las Pizarras de Luarca en el Suevo (PELLO & PHILIPPOT 1967) y Rioseco (JULIVERT, MARCOS, PHILIPPOT & HENRY 1968). Todos estos datos sugieren la existencia de un notable isocronismo en el comienzo del depósito de las Pizarras de Luarca.

Sin embargo, en el Dominio del Navia oriental, la Formación Luarca pudo haber comenzado a depositarse con anterioridad, probablemente durante el Skiddawense (Arenig). En efecto, como ya se ha indicado, en el miembro medio cuarcítico que se diferencia dentro de la formación, se ha podido determinar la existencia de *Cruziana rugosa* d'ORBIGNY y *C. furcifera* d'ORBIGNY; ambas especies de bilobites se encuentran desde el Tremadoc superior al Llanvirn, siendo muy comunes en el Arenig (Skiddaw). Según el Dr. T. P. CRIMES, estas *Cruziana* deben por sus características reportarse al Arenig, con toda probabilidad. Con esto, todo el miembro inferior de las Pizarras de Luarca en este sector debió de depositarse antes del Llanvirn.

La existencia de este diacronismo en la base de las Pizarras de Luarca en el Dominio del Navia oriental, puede ser explicado en función de una subsidencia acele-

rada que permitiese la formación de un área restringida en la que se depositasen sedimentos con facies euxímicas con anterioridad a las otras localidades.

En toda la región considerada, el Llandeilo no ha podido ser caracterizado paleontológicamente con Graptolites, a diferencia de la Zona Cantábrica donde por encima de las capas con *Didymograptus* ha podido ser localizado el *Gliptograptus teretiusculus* (JULIVERT, MARCOS, PHILIPPOT & HENRY 1968); sin embargo, la identidad de facies con la Zona Cantábrica, unida a la falta apreciable de interrupciones en la sedimentación, hace pensar que deba encontrarse igualmente representado.

LA FORMACIÓN AGÜEIRA (ORDOVÍCICO MEDIO? - SUPERIOR)

En una publicación anterior (MARCOS 1970) dimos a conocer la existencia de una potente secuencia pelítico-arenosa (Formación Agüeira) situada por encima de las Pizarras de Luarca, cuyas características indican un depósito por corrientes de turbidez, y que —al menos en parte— debe ser adscrita al Ordovícico superior.

La existencia de niveles detríticos hacia la parte superior de las Pizarras de Luarca en el occidente de Asturias fue señalada con anterioridad por diversos autores (LLOPIS LLADÓ 1961, 1964; FÄRBER & JARITZ 1964; VALDÉS LEAL 1965) que los atribuyeron en general al Ordovícico superior por comparación con otras regiones (Macizo Armórico, Cadenas Celtibéricas, Extremadura...). Sin embargo, tanto la sucesión estratigráfica de estos niveles, como su posición, características y edad, no se encontraban en absoluto establecidas. Así, FÄRBER & JARITZ (1964) que reconocieron estos materiales en la costa del occidente de Asturias («Capas de Puerto de Vega» y «de Valdepares») los definen como una monótona alternancia de areniscas y pizarras prácticamente sin estructuras y sin fósiles, atribuyéndoles un origen eólico. En una reciente publicación, JARITZ & WALTER (1970) señalan ya su carácter turbidítico, pero sin entrar en una descripción detallada.

Esta formación ocupa un surco longitudinal a las estructuras perfectamente diferenciado en el Dominio del Navia y alto Sil, donde aparece conservada en varios núcleos sinclinales; su facies cambia hacia los bordes de este surco, donde se encuentra constituida por pizarras con finas laminaciones arenosas sin carácter turbidítico.

En la región estudiada, el techo de la Formación Agüeira se encuentra truncado, bien por superficies de cabalgamiento (al W del anticlinal de San Martín) o por la actual superficie de erosión. Debido a esto su espesor exacto no puede ser determinado; la potencia máxima apreciada es de unos 3.000 m. al W del anticlinal de San Martín, en la costa (fig. 14). En la fig. 18 se representa esquemáticamente la sucesión estratigráfica de la formación en los cortes de la costa; una columna esquemática de dicha formación en la región del río Agüeira puede encontrarse en MARCOS (1970).

Características litológicas y composición mineralógica.—Esencialmente se encuentra constituida por una alternancia de areniscas y pelitas, presentando localmente algún nivel de cuarcitas. Las capas de areniscas muestran siempre una estratificación regular (Lam. II A) y su espesor es por lo general delgado,

W

E

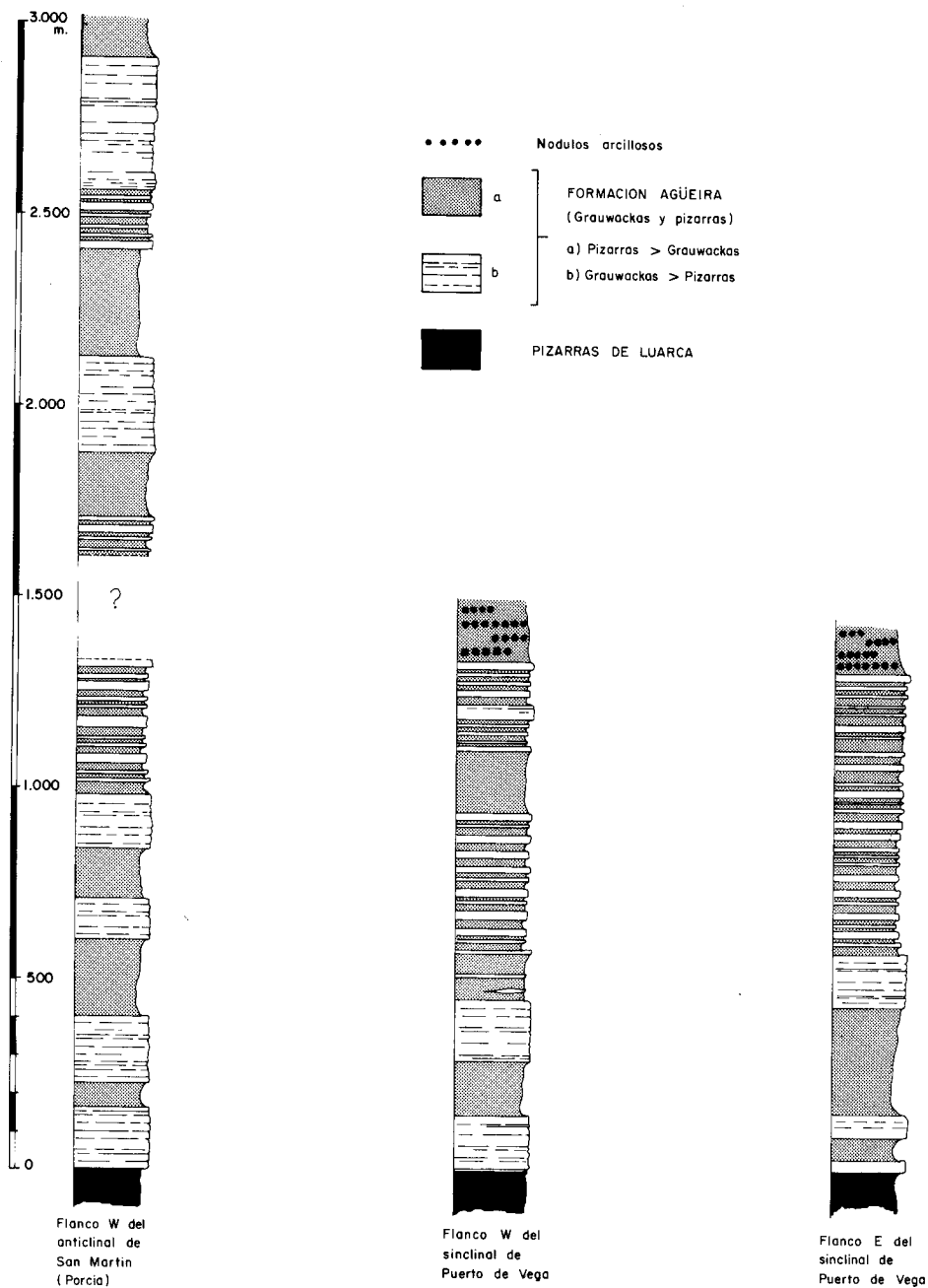


Fig. 18.—Columnas estratigráficas de la Formación Agüeira a lo largo de la costa cantábrica.

llegando raramente a sobrepasar los 50 cm. (Lam. II B) (los espesores de este orden se sitúan predominantemente cerca de la base de la formación).

Dada su composición, estas areniscas pueden ser consideradas como grauackas; están constituidas por granos detríticos cementados por una matriz arcillosa que en ocasiones representa más del 50 % del total de la muestra. Esta matriz es un agregado microcristalino compuesto por moscovita, clorita y cuarzo, y su composición original se encuentra alterada por el metamorfismo regional. La fracción más gruesa está formada por cuarzo, feldespatos y fragmentos de rocas; el tamaño medio de estos granos detríticos es muy fino, (oscila entre la fracción «very fine sand» y «silt» en la escala de WENTWORTH), no sobrepasando por lo general los 0,1 mm. de diámetro. Los feldespatos son principalmente plagioclasas y en menor proporción ortosa; los fragmentos de rocas proceden en gran parte de rocas pelíticas y su reconocimiento está dificultado por la recristalización sufrida en el transcurso del metamorfismo herciniano. Del mismo modo, en la mayor parte de las muestras la forma original de los granos detríticos se encuentra modificada por el desarrollo de la esquistosidad de flujo que acompaña al metamorfismo.

Las pizarras que alternan con estas grauackas son generalmente negras, con algunas laminaciones, o masivas y similares a las pizarras de la Formación Luarca; en ellas la recristalización metamórfica es naturalmente intensa.

El porcentaje grauackas/pelitas es muy variable según las localidades y la sucesión presenta con frecuencia cambios bruscos que alteran la relación. En las secciones reconocidas en Los Oscos (río Agüeira) la relación parece ser alta, al igual que a ambos flancos del anticlinal de San Martín a la altura de la costa; sin embargo desciende considerablemente en el resto de las localidades. Cuando la fracción arenosa disminuye mucho la diferenciación cartográfica de la formación puede llegar a ofrecer dificultades.

En la base de la formación en algunas zonas, se sitúan uno o dos niveles de cuarcitas blancas en bancos delgados, con un espesor medio de unos 30 m. Así, estos niveles se localizan a todo lo largo del flanco W del sinclinal de Ibias, desde la Sierra de los Ancares hasta Los Oscos, perdiéndose luego dentro de las grauackas a la altura del río Agüeira, y alcanzando un considerable desarrollo en algunos puntos (en el valle de Rao y en Pelliceira su espesor sobrepasa el centenar de metros). Del mismo modo se encuentran al W del sinclinal de San Martín en la región de Fonsagrada y Los Oscos, y más al N en el corte de la costa.

Estos niveles han sido confundidos en muchas ocasiones con las cuarcitas ordovícicas e incluso con las cuarcitas de base del Silúrico, pero su posición en la base de la Formación Agüeira no deja lugar a dudas. Tampoco deben ser confundidas con las cuarcitas que se localizan en el miembro medio de las Pizarras de Luarca en la parte oriental del Dominio del Navia, ya que tanto su facies como su posición estratigráfica es diferente.

Estructuras sedimentarias internas.—Tratándose en su mayor parte de una secuencia turbidítica, este tipo de estructuras son muy abundantes en la Formación Agüeira. Entre las más frecuentes se encuentran la granoclasificación y las

laminaciones paralelas. La primera se distribuye verticalmente por toda la formación y constituye el mejor criterio para la determinación del techo y el muro de las capas; el contacto inferior de las capas de grauwackas es siempre bien neto y hacia la parte superior tiene lugar un progresivo oscurecimiento que acompaña a la disminución del tamaño de los granos y aumento de porcentaje de matriz (Lam. III). Las laminaciones vienen dadas por finas alternancias de niveles más o menos pelíticos y se distribuyen asimismo profusamente por toda la formación

La estratificación cruzada a gran escala no existe nunca en esta formación, siendo sin embargo frecuentes las laminaciones cruzadas a escala centimétrica o menor (Lam. IV), principalmente del tipo «ripple-drift».

Estructuras sedimentarias del tipo de «convolute lamination» y «slumps» (Lam. V y VI), se encuentran así mismo a diferentes niveles.

En muchas capas puede comprobarse la existencia de inclusiones de pelitas en las grauwackas, frecuentemente citadas en las secuencias turbidíticas (Lam. VII), diques de arena y niveles bioturbados (Lam. VIII).

Marcas en los muros de las capas (sole marks).—Diversos tipos de «tool marks» son las marcas de origen sedimentario más abundantes en la Formación Agüeira. Dentro de éstos, predominan los «groove marks»; por lo general su anchura y relieve es del orden de unos pocos milímetros, siendo variable su longitud, y aparecen siempre acompañados por otras estriaciones paralelas menores. En ocasiones constituyen grupos que se intersectan en distintas direcciones, según un ángulo bajo (Lam. IX y X). Existen también con cierta frecuencia pequeñas prominencias discontinuas, que pueden ser asimiladas a los «prod marks» (Lam. XI).

Las marcas del grupo de las «scour marks» son menos abundantes. Así, los «flute marks» aparecen en el muro de bancos aislados, cerca sobre todo de la base de la formación, y sus características son muy similares en todos los lugares (Lam. XII). También se han localizado, si bien en mucha menor proporción «crescent marks» (Lam. XIII A). Otras marcas asimilables a «gutter marks» han sido localizadas principalmente cerca de la base de la formación en diversas localidades (Lam. XIII B).

Un hecho común a toda la formación es la existencia de «ripple marks» con las crestas orientadas longitudinalmente con respecto a la dirección de las paleocorrientes. Muchos de estos «ripples» tienen en realidad un origen tectónico; en efecto, se desarrollan tanto en el muro como en el techo de capas cortadas por la esquistosidad, siendo sus crestas paralelas a la lineación de intersección (Lam. XIV A). Dado que las lineaciones tectónicas coinciden aproximadamente con la dirección de las paleocorrientes, estos «ripples» resultan difíciles de diferenciar de los primarios, y solamente aquellos que muestran direcciones que se separan de las lineaciones hercinianas pueden ser considerados con seguridad como tales (Lam. XIV B).

Por último «load cast» se encuentran distribuidos por toda la Formación siendo sobre todo frecuentes a pequeña escala.

Las marcas en los muros de origen orgánico no son muy frecuentes; únicamente cabe mencionar el hallazgo en la base de la formación, sobre el flanco W del anticlinal

de Puerto de Vega, en el acantilado de la costa, de pistas atribuibles según el Dr. T. P. CRIMES (*) al género *Spirophycus*.

Debe señalarse que la forma inicial de la mayor parte de las marcas anteriormente citadas aparece en la actualidad modificada por efecto de las deformaciones hercinianas; esto puede apreciarse claramente, por ejemplo, en los «flute marks» figurados en las láminas anteriores, que se encuentran estirados paralelamente a su dirección mayor.

La secuencia de las estructuras sedimentarias internas en la Formación Agüeira.—Como es sabido, BOUMA (1959) definió como ciclo completo de una turbidita a aquel que comprende una sucesión de divisiones con características diferentes, tal como se muestra en la figura 19. La interpretación de estas divisiones en términos de régimen de flujo ha sido desarrollada por diversos autores. Sin entrar en detalles, se admite que su sucesión representa una desaceleración gradual de la corriente durante el depósito. Las divisiones A y B se habrían depo-

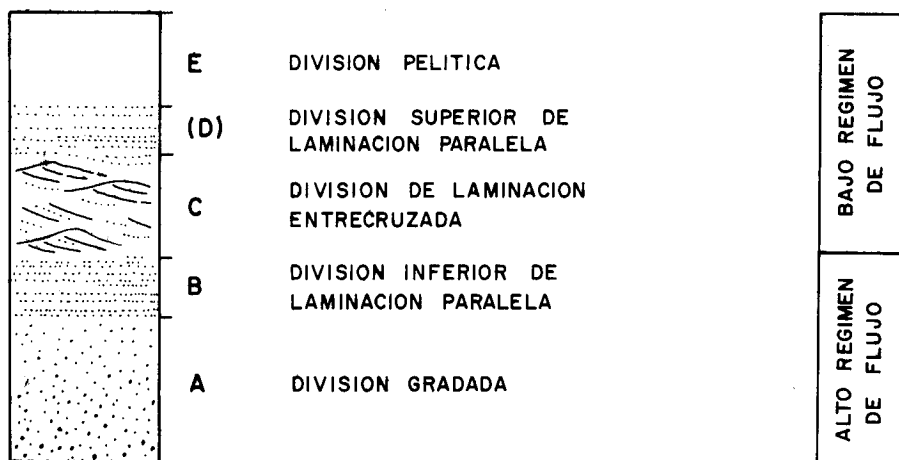


Fig. 19.—Ciclo completo de una turbidita según BOUMA (1962), modificado e interpretado en relación con regímenes de flujo (según WALKER 1967, simplificado).

sitado en condiciones de alto régimen de flujo y el resto en régimen de flujo bajo y decreciente hasta la sedimentación en parte pelágica normal del intervalo E. Por otra parte a medida que las corrientes de turbidez se alejan de la fuente de los aportes van sufriendo una desaceleración gradual y, como consecuencia, depositando sedimentos progresivamente más finos. Así, se han diferenciado las turbiditas proximales (depositadas cerca de la fuente de los aportes) y las distales (depositadas más lejos). El mismo BOUMA (1959) señaló que aquellos ciclos que comienzan con la división B (faltando por tanto la división gradada A) representan un depósito más distal que aquellos que comienzan con la división A. En 1967, WALKER estableció índices para determinar la

(*) Dpto. de Geología, Universidad de Liverpool.

proximalidad o cercanía al área madre de una secuencia turbidítica; una comparación entre las características de las turbiditas proximales y distales puede encontrarse también en la misma publicación.

En la Formación Agüeira los ciclos completos A-E son raros, y por lo general éstos se encuentran truncados por su base o por su parte superior. Así, se pueden encontrar ciclos constituidos solamente por las divisiones A o AB (separados entre sí como es natural por la división pelítica E) (Lam. XV y XVI), y ciclos que debutan con las divisiones B o C (Lam. XVII y XVIII).

Un nuevo trabajo sobre las características de la Formación Agüeira y la variación del índice de proximalidad en sentido longitudinal y vertical, se encuentra actualmente en preparación en colaboración con el Dr. T. P. CRIMES (*) y A. PÉREZ-ESTAUN (**); es por ello que no insistiremos ahora a este respecto.

Dirección de las paleocorrientes.—La dirección y el sentido de las paleocorrientes deducidas a partir de las marcas con propiedades direccionales es muy constante en la Formación Agüeira, tanto en sentido longitudinal como en diferentes niveles superpuestos (fig. 20). Este sentido, S-N en general, se mantiene con li-

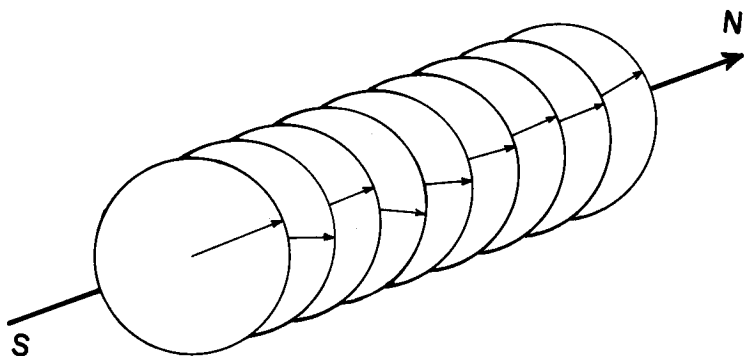


Fig. 20.—Dirección y sentido de las paleocorrientes, deducido a partir de diversos tipos de sole marks, en diferentes niveles superpuestos. Flanco W del sinclinal de Pesoz (según MARCOS 1970).

geras variaciones en toda la parte meridional de la región estudiada para girar luego ligeramente hacia el SW-NE cerca de la costa, manteniéndose de este modo un flujo paralelo a las estructuras hercinianas. Dado el estrecho paralelismo existente entre la paleogeografía de los diferentes terrenos del Paleozoico inferior y las directrices hercinianas se deduce entonces una dirección de flujo longitudinal con respecto a la cuenca, hecho común en la mayor parte de las sucesiones de facies flysch.

La Formación Agüeira en el borde nororiental del Dominio del Navia y alto Sil.—En este sector la Formación Agüeira no

(*) Dpto. de Geología, Universidad de Liverpool.

(**) Dpto. de Geomorfología y Geotectónica, Universidad de Oviedo.

muestra ya un carácter turbidítico. Este hecho es particularmente claro en el sinclino-rio que se sitúa entre el anticlinal del Villayón y el antiforme del Narcea, donde a las Pizarras de Luarca se superpone una monótona sucesión constituida por pizarras grises (más claras que las típicas de la Formación Luarca) con laminaciones milimétricas regulares de material detrítico muy fino (silt) (ver fig. 11 y 12). Estos niveles comportan también horizontes cuarcíticos discontinuos.

El límite entre esta formación y las Pizarras de Luarca es difícil de precisar en ausencia de buenos afloramientos, debido al escaso contraste litológico y al paso gradual de una a otra.

Dada su posición marginal con respecto al surco ocupado por la Formación Agüeira típica, estos materiales pueden ser interpretados como una facies propia del borde de dicho surco.

Edad de la Formación Agüeira.—La primera referencia paleontológica al Ordovícico superior en el occidente de Asturias fue hecha por HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1942). Este autor cita el hallazgo de un yacimiento conteniendo Braquiópodos («*Orthis*» y otros), Crinoides y *Tentaculites scalaris* SCHOLT., en los alrededores de Luarca («... hacia Otur, cerca del río Santiago»), que atribuye al Caradoc superior o al Ashgill (tramo S₄ según su nomenclatura). Si bien con estos datos no puede evidentemente ser probada tal edad, la existencia de niveles con «*Orthis*» por encima de las Pizarras de Luarca parece apuntar en tal sentido. De acuerdo con los datos actuales este yacimiento debe situarse con toda probabilidad dentro de la Formación Agüeira y en su afloramiento más oriental, mencionado en el apartado anterior.

Por nuestra parte, hemos podido localizar un yacimiento fosilífero, que se sitúa hacia la parte alta de la formación, dentro del sinclinal de Pesoz (Km. 66 de la carretera comarcal de Navia a Grandas de Salime). En esta localidad, dentro de un grueso banco de pelitas negras pueden encontrarse varios niveles ricos en Braquiópodos, entre los que el profesor V. HAVLIČEK ha podido determinar *Aegiromena* aff. *aquila* (BARRANDE). Según HAVLIČEK los fósiles encontrados en la Formación Agüeira pueden ser asignados al Caradoc (MARCOS 1970).

De acuerdo con estos datos, la edad de la Formación Agüeira sería al menos en parte Caradoc; el hecho de que los fósiles más bajos que se sitúan en la formación subyacente (Pizarras de Luarca) indiquen el Llanvirn y el resto de la fauna el Ordovícico medio sin más precisiones, deja en pie la posibilidad de que sus niveles basales se sitúen aún en el Llandeilo.

EL SILÚRICO

Dentro de la región estudiada, los afloramientos de materiales silúricos no se encontraban hasta el presente bien delimitados más que en el extremo noroccidental (parte norte del sinclinal de Villaodrid) (WALTER 1968). En el occidente de Asturias la única referencia al Silúrico es la cita de *Monograptus* en la región de Los Oscos hecha por H. SAMPELAYO en 1916. En la actualidad, ha podido comprobarse la existencia de estos terrenos dentro de la escama de Sta. Eulalia de Oscos, habiendo sido ya

objeto de una publicación anterior (MARCOS & PHILIPPOT 1972). En el sector estudiado del Dominio del Navia y alto Sil los materiales más modernos pertenecen a la Formación Agüeira y el Silúrico no se encuentra por tanto representado; algo más al Sur, sin embargo, en la provincia de León, han sido citadas faunas de *Monograptus* (ALMELA & VALLE DE LERSUNDI 1963; MATTE 1968 b) que prueban su existencia, si bien los datos sobre su naturaleza y posición son muy escasos.

El Silúrico en el Dominio del Manto de Mondoñedo: la laguna estratigráfica entre el Ordovícico inferior o medio y el Silúrico.—La sucesión estratigráfica presente en la escama de Sta. Eulalia de Oscos, individualizada por delante de la Unidad del Eo, señala el cambio brusco de dominio paleogeográfico que supone el paso del Dominio del Navia y alto Sil al del Manto de Mondoñedo. En efecto, en esta escama los materiales silúricos se superponen directamente a la Serie de los Cabos lo que determina la existencia de una importante laguna estratigráfica que no deja ya de manifestarse en todo el dominio. El contacto normal entre ambas formaciones puede ser observado en multitud de localidades dentro de la citada escama; en especial, en el camino que asciende desde El Mazo (en la carretera entre Villanueva y Santa Eulalia de Oscos) a Bureiro, se ha localizado un yacimiento de *Monograptus* (0-80) a tan sólo 30 cm. por encima del techo de la cuarcita superior de la Serie de los Cabos.

Esto mismo sucede en toda la mitad sur del sinclinal de Villaozrid, donde las pizarras con *Monograptus* se apoyan directamente sobre la cuarcita superior de la Serie de los Cabos (como puede observarse claramente a lo largo de las carreteras Lugo-Fonsagrada, Paradela-Navia de Suarna y Becerreia-Navia de Suarna). Sin embargo, dentro de este mismo sinclinal, hacia el N, las pizarras silúricas van apoyándose paulatinamente sobre términos cada vez más modernos hasta permitir el afloramiento de un espesor de unos 100 m. de Pizarras de Luarca.

Esta laguna estratigráfica podría ir acompañada de una ligera discordancia; en efecto, si bien a escala del afloramiento no parece observarse pérdida de paralelismo, en la cartografía puede apreciarse que en la escama de Sta. Eulalia los materiales silúricos no siempre se apoyan sobre la cuarcita superior de la Serie de los Cabos, sino que en ocasiones lo hace sobre niveles algo más inferiores de esta misma formación (entre Mosteirín y Valdeferreiros, al S de Fonsagrada; alrededores de Sta. Eulalia de Oscos). Lo mismo sucede en el sinclinal de Villaozrid, donde como ya se ha indicado, el Silúrico se apoya al N sobre las Pizarras de Luarca y al S sobre la Serie de los Cabos.

El Silúrico en la escama de Santa Eulalia de Oscos: las Capas de la Garganta.—Como ya hemos indicado anteriormente, estos niveles han sido ya objeto de una publicación previa (MARCOS & PHILIPPOT 1972) y por tanto no es necesario realizar aquí una descripción exhaustiva. Es suficiente indicar que se trata de una sucesión constituida principalmente por ampelitas y pizarras negras con cloritoide (con algún banco delgado y aislado de cuarcitas, y niveles de nódulos arcillosos y liditas intercalados) con un espesor del orden de 500 m. El hallazgo de

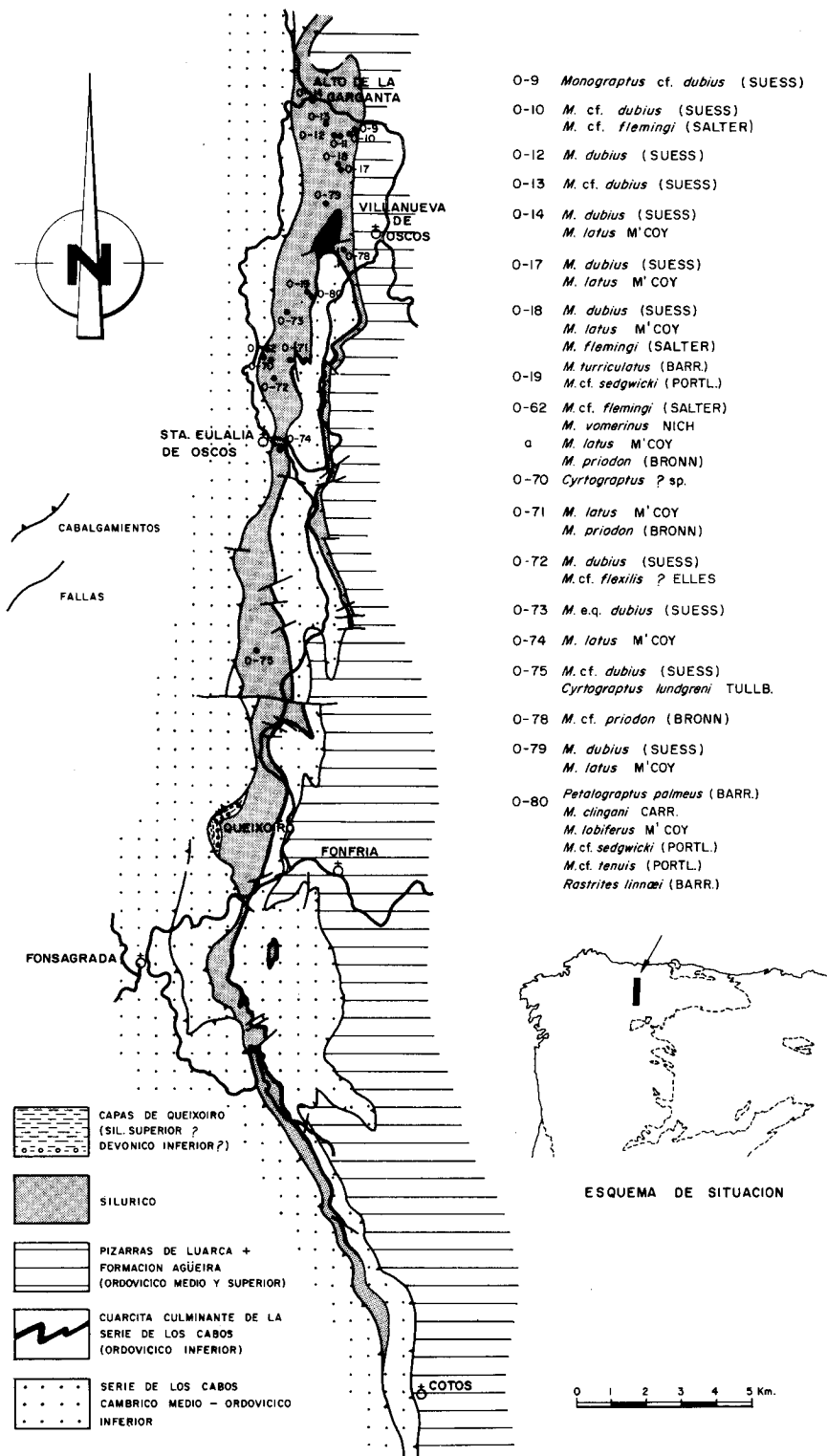


Fig. 21.—Situación de los yacimientos de Graptolites silúricos con ejemplares clasificables en la escala de Sta. Eulalia de Ocos (según MARCOS & PHILIPPOT 1972).

numerosos yacimientos de Graptolites (fig. 21) ha permitido establecer con cierta precisión su edad, que abarca desde el Llandovery medio-superior al Wenlock superior.

El Silúrico en el Sinclinal de Villaodrid.—En este sinclinal los materiales silúricos se apoyan directamente bien sobre la Serie de los Cabos (en la mitad sur), bien sobre las Pizarras de Luarca (al N), como ya se ha indicado. Desde el punto de vista litológico se encuentra constituido por ampelitas y pizarras negras con cloritoide, con algunos niveles de nódulos arcillosos, siendo muy similar a las Capas de la Garganta; hacia el N, los niveles más altos conservados en el núcleo sinclinal son pizarras oscuras y areniscas cuarcíticas (WALTER 1965, 66 a, b, 68).

Las primeras faunas de estos materiales fueron obtenidas por HERNÁNDEZ SAMPELAYO en 1915, quien cita varias especies de *Monograptus* que atribuye al Wenlock y Ludlow. Por su parte, WALTER recogió Graptolites de las Zonas 19-20 de ELLES & WOOD, que permiten atribuir al menos en parte estos niveles al Llandovery medio-superior, al igual que sucede en la región de Los Oscos.

LOS MATERIALES PRECARBONÍFEROS MÁS MODERNOS DE LA SUCESIÓN: LAS CAPAS DE QUEIXOIRO.

En las inmediaciones de Queixoiro (al NE de Fonsagrada) sobre las ampelitas de la escama de Sta. Eulalia de Oscos se encuentran niveles de areniscas ferruginosas con delgadas intercalaciones de pizarras oscuras, que debutan con una brecha ferruginosa de base. El afloramiento es muy reducido y su posición en el contexto geológico de la región puede apreciarse en el corte de la fig. 22.

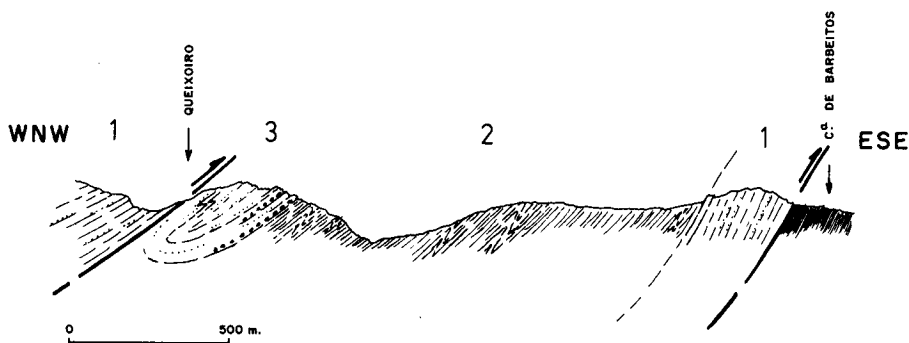


Fig. 22.—Corte esquemático mostrando la posición de las Capas de Queixoiro en la escama de Sta. Eulalia de Oscos. 1, Serie de los Cabos. 2, ampelitas silúricas. 3, Capas de Queixoiro.

No ha podido ser localizado ningún yacimiento fosilífero que permita precisar su edad; sin embargo, en muestras tratadas para la obtención de microplancton, el Dr. DEUNFF (*) ha podido constatar la presencia de algunos restos de Quitinozoos, que aunque inclasificables permiten considerar estos niveles como precarboníferos con toda probabilidad. Este hallazgo encaja perfectamente con los datos estructurales, ya que

(*) Universidad de Rennes (Francia).

estos materiales se encuentran afectados por las esquistosidades hercinianas, lo cual permite considerarlos al menos preestefanienses.

En el resto de la Zona Asturoccidental-leonesa, han sido descritos materiales probablemente comparables en la Sierra del Caurel y en la región del lago de Carucedo, donde a las ampelitas silúricas se superponen areniscas ferruginosas y calizas, estas últimas con faunas del Devónico inferior (MATTE 1968 b).

Si comparamos la sucesión presente en la escama de Sta. Eulalia con la Zona Cantábrica, resulta sugestivo comparar las Capas de Queixoiro con las areniscas ferruginosas (Formación San Pedro o Furada) del Silúrico más alto y Devónico inferior que se sitúan allí sobre las ampelitas del Llandovery-Wenlock (Formación Formigoso).

En resumen, las Capas de Queixoiro deben ser con toda probabilidad precarboníferas (presencia de Quitinozoos), y por comparación con otras regiones parece probable atribuir las al Silúrico alto o Devónico inferior.

HISTORIA GEOLÓGICA Y EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA DE LA REGIÓN OCCIDENTAL DE ASTURIAS DURANTE EL PALEOZOICO INFERIOR.

En los Cuadros I y II se resumen las características generales de las distintas formaciones diferenciadas en los Dominios del Navia y alto Sil y del Manto de Mondoñedo, dentro de la región estudiada.

Dejando aparte el Precámbrico, que aflora en un área muy reducida y se encuentra separado del Paleozoico por una superficie de discordancia, durante el Paleozoico se pueden diferenciar claramente en el occidente de Asturias dos periodos desde el punto de vista de la evolución paleogeográfica; el primero de ellos comprende el depósito de todo el Cambro-Ordovícico y el segundo comienza con el depósito del Silúrico. La evolución durante el segundo periodo, que corresponde ya al Paleozoico superior, no puede ser seguida fuera de la Zona Cantábrica, donde se encuentran conservados sedimentos hasta el Carbonífero superior. Ambos periodos deben ser asimilados a los ciclos caledoniano y herciniano respectivamente (JULIVERT 1971 b; JULIVERT, MARCOS & TRUYOLS, 1972).

La evolución en las condiciones de sedimentación y la paleogeografía durante el Cámbrico-Ordovícico, constituye en el occidente de Asturias un modelo de ciclo geosinclinal en el sentido dado por PETTIJOHN (1957). La sedimentación se inicia durante el Cámbrico inferior con depósitos detríticos groseros, principalmente areniscas de grano grueso, arcosas e incluso algunos niveles de conglomerados (Formación Cándana o Areniscas de La Herrería); este tipo de materiales no sólo se localiza en el occidente de Asturias, sino que presentan idéntica facies en la Zona Cantábrica. Solamente más hacia el W, fuera ya de la región estudiada, su facies es más pelítica debido con toda probabilidad a un mayor alejamiento de la fuente de los aportes. El orden de espesores de esta formación se mantiene prácticamente constante en las Zonas Cantábrica y Asturoccidental-leonesa; solamente en el límite interno de esta última, en el flanco normal del gran pliegue acostado de Mondoñedo, comienza a ser más reducido hasta incluso llegar a desaparecer en la zona del anticlinal del «Ollo de Sapo» (MATTE 1968 b).

CUADRO I

Formaciones	Espesor	Principales fósiles	Edad
FORMACION AGÜEIRA (grauwackas y pelitas negras con facies turbidíticas).	> 3.000 m.	<i>Aegiromena</i> aff. <i>aquila</i> .	Caradoc y probablemente Llandeilo (en parte).
PIZARRAS DE LUARCA (Pizarras negras masivas)	300 a 1.200 m	<i>Neseuretus tristani</i> , <i>Didymograptus murchisoni</i> y <i>D. cf. stabilis</i>	Llanvirn y Llandeilo (parte).
SERIE DE LOS CABOS (areniscas, cuarcitas y pizarras alternantes)	Miembro sup.	<i>Cruziana rugosa</i> y <i>C. furcifera</i> .	Cámbrico superior (parte) y Ordovícico inf. (Tremadoc? y Arenig).
	Miembro medio	<i>Cruziana furcifera</i> y <i>C. cf. goldfussi</i> .	
	Miembro inferior	3.000 a 4.500 m. —Parte sup.: <i>Cruziana simplicata</i> y <i>Rusophycus</i> —Parte inf.: diversas especies de Trilobites del Cámbrico medio.	Cámbrico medio y superior (parte)
CALIZA DE VEGADEO (calizas y dolomías)	100 a 300 m.	—	Cámbrico inferior
CUARCITAS DE CANDANA (arcosas, cuarcitas y pizarras)	1.000 a 2.000 m.	—Parte sup.: <i>Metadoxides</i> sp. <i>Astropolithon</i>	(discordancia)
PIZARRAS DEL NARCEA (pizarras y grauwackas)	—	—	Precámbrico.

CUADRO II

Formaciones	Espesor	Principales fósiles	Edad
CAPAS DE QUEIXOIRO (areniscas ferruginosas, pizarras y brecha de base).	reducido	Restos de Quitinozoos	Silúrico alto o Devónico inferior (?)
CAPAS DE LA GARGANTA Pizarras negras y ampelitas.	500 m.	<i>Monograptus</i> de la Zona 19-20 a lá 31.	Llandovery medio sup. a Wenlock.
Laguna o discordancia muy ligera			
PIZARRAS DE LUARCA (pizarras negras masivas) (ausentes en ocasiones)	0 a 100 m.	<i>Neseuretus tristani</i> <i>Didymograptus murchisoni</i>	Llanvirn-Llandeilo.
SERIE DE LOS CABOS (pizarras y areniscas; cuarcita en la parte superior).	2.500 m.	Bilobites —Parte inf.: diversas especies de Trilobites del Cámbrico medio. Ellipsocephalideos en la base.	Parte más alta del Cámbrico inf., Cámbrico med.-sup. y Ordovícico inferior.
CALIZA DE VEGADEO (calizas y dolomías)	—	—	Cámbrico inferior.

Hacia el final del Cámbrico inferior se deposita en toda la Zona Asturoccidental-leonesa un horizonte grueso de dolomías y calizas (Caliza de Vegadeo) con un espesor y facies relativamente contantes; debido al metamorfismo herciniano su textura primitiva se encuentra en gran parte destruida. Dado que esta formación equivale en parte a la Formación Láncara de la Zona Cantábrica, podría suponerse como para ella un depósito en condiciones de aguas poco profundas (ZAMARREÑO & JULIVERT 1967; ZAMARREÑO 1972).

La sedimentación continúa luego durante el Cámbrico medio y superior y Ordovícico inferior con depósitos generalmente de poco fondo; en efecto, se trata esencialmente de una sucesión de areniscas y cuarcitas con intercalaciones de pizarras (Serie de los Cabos), en la que la existencia de ciertas estructuras sedimentarias inorgánicas (estratificación cruzada tabular y ripple marks) y orgánicas (*Skolithos*, *Cruziana*, principalmente) son indicadores de depósitos en aguas poco profundas (medio sublitoral e incluso litoral). Sin embargo, la diferenciación de una zona subsidente conduce a la acumulación de un gran espesor de sedimentos principalmente en el occidente de Asturias (del orden de 4.500 m.). Más al W, la facies de esta formación se hace más pelítica, al mismo tiempo que su espesor disminuye paulatinamente, hasta quedar ya bastante reducida cerca del anticlinal del «Ollo de Sapo» (así, se pasaría de 2.500 m. en la Unidad del Eo, a menos de 1.000 m. en la última localidad citada). En la Zona Cantábrica, sin embargo, las formaciones equivalentes (Oville + Barrios) no sobrepasan por término medio los 500 m. de espesor, mostrando facies comparables a las de la Serie de los Cabos.

Así pues, desde el comienzo del Cámbrico inferior hasta el Arenig inclusive, tiene lugar una sedimentación principalmente detrítica (con la única excepción notable de un horizonte carbonatado en la parte más alta del Cámbrico inferior) en aguas poco profundas. Debe destacarse durante este episodio, el comienzo a partir del Cámbrico medio de una subsidencia activa en el occidente de Asturias con un notable acúmulo de sedimentos.

Las condiciones de sedimentación cambian a partir del Ordovícico medio, constituido principalmente por pizarras negras ricas en materia orgánica y sulfuros de hierro (Pizarras de Luarca), propias de un medio euxínico. La subsidencia continúa en el occidente de Asturias donde llegan a acumularse más de 1.000 m. de estos materiales en algunos puntos; en la Zona Cantábrica estos materiales se reducen a la región de los cabos Peñas y Vidrias y a pequeños afloramientos en las escamas del Suevo y Rioseco. Al W de la región estudiada, en el Dominio del Manto del Mondoñedo, su espesor es reducido o se encuentran ausentes, diferenciándose claramente en la actualidad una zona umbral en el límite entre este dominio y el del Navia y alto Sil. Si bien los medios euxínicos no pueden ser referidos a una profundidad determinada, la existencia de depósitos con facies turbidíticas por encima de esta formación, permite suponer un aumento de profundidad a partir del depósito de los sedimentos someros de la Serie de los Cabos.

Un gran incremento de la subsidencia en el occidente de Asturias, conduciría por último a la diferenciación de un surco que a partir del Ordovícico medio comienza

a ser rellenado por sedimentos con facies turbidíticas (Formación Agüeira). Esta formación está constituida por grauwackas y pizarras negras y su espesor llega a sobrepasar los 3.000 m. Fuera de este surco los materiales atribuibles al Ordovícico superior muestran una facies diferente; así, en la Zona Cantábrica (región de los cabos Peñas y Vidrias), son rocas volcánicas las que se superponen a las Pizarras de Luarca.

Con el depósito del Silúrico, que transgrede francamente los términos anteriores y que está dotado de una gran uniformidad en facies y edad, debe comenzar ya una historia distinta. La falta casi general de depósitos postsilúricos tanto en la región estudiada como en la totalidad de las zonas Asturoccidental-leonesa y Galaico-castellana, impiden que este nuevo ciclo sedimentario pueda ser aquí reconstruido; solamente en la Zona Cantábrica donde, como ya es sabido, existe una sedimentación continua hasta el Carbonífero superior, puede ser adecuadamente interpretado.

Una reconstrucción idealizada de la cuenca de sedimentación al fin del depósito del Paleozoico inferior puede verse en la figura 23.

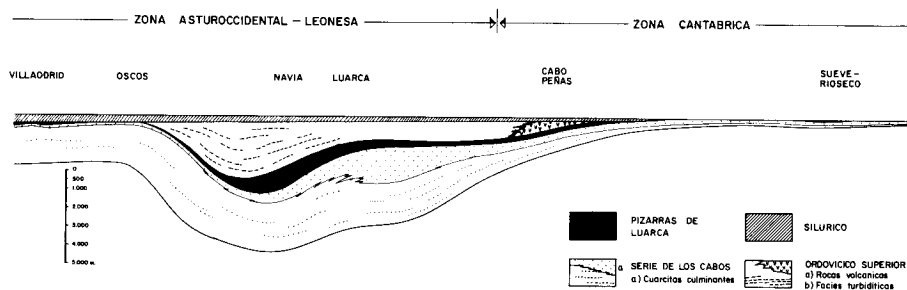


Fig. 23.—Reconstrucción idealizada de la cuenca de sedimentación al fin del depósito del Paleozoico inferior (Según JULIVERT, MARCOS & TRUYOLS 1972).

De acuerdo con esto, las series del Cámbrico y Ordovícico depositadas en una cuenca dotada de una subsidencia activa en el occidente de Asturias, pueden interpretarse como formando parte del ciclo geosinclinal caledoniano (fig. 24). Este ciclo se iniciaría pues en una etapa preorogénica con el depósito de sedimentos detríticos en un medio somero, constituidos en gran parte por ortocuarcitas; continuaría ya en una etapa orogénica temprana con una sedimentación en un medio euxínico (pizarras negras con piritita), a la que sucederían depósitos alternantes de grauwackas y pelitas con facies turbidíticas, en condiciones de profundidad creciente. Sin embargo, esta evolución quedaría abortada en este punto ya que no conduce propiamente a una orogénesis, en el sentido de que no se constituye una cordillera de plegamiento. En efecto, en el NW de la Península no se ha podido reconocer ninguna deformación importante anterior a las fases de plegamiento hercinianas (dejando aparte, por supuesto, las deformaciones propias del Precámbrico). En esta época sólo pueden ser constatados movimientos epirogénicos o a lo sumo ondulaciones de gran radio de curvatura, que darían lugar a la laguna estratigráfica o ligera discordancia del Silúrico sobre su substrato. Con la transgresión silúrica, se iniciaría como ya se ha indicado, un nuevo ciclo sedimentario que fuera de la Zona Cantábrica no es posible reconstruir y que ofrece unas características bien diferentes.

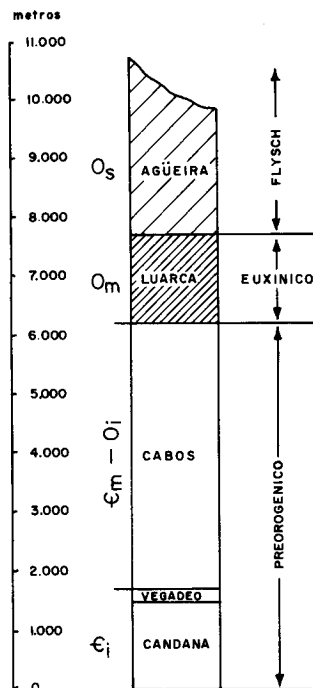


Fig. 24.—Evolución de las condiciones de sedimentación durante el Paleozoico inferior en el Occidente de Asturias. €i, Cámbrico inferior. €m — Oi, Cámbrico medio a Ordovícico inferior. Om y Os, Ordovícico medio y superior.

COMPARACIÓN CON OTRAS REGIONES.

A todo lo largo de la descripción estratigráfica, se han venido realizando comparaciones entre la sucesión estratigráfica del Paleozoico inferior en la región estudiada y en la Zona Cantábrica. Es por ello que no insistiremos ahora en la comparación de estas zonas. Por lo que al Paleozoico inferior se refiere, es suficiente recordar que en ambas existe una sedimentación continua desde el Cámbrico hasta el Ordovícico, con un mayor acúmulo de sedimentos en la Zona Asturoccidental-leonesa.

La comparación entre la Zona Asturoccidental-leonesa y la inmediatamente más interna, la Zona Galaico-castellana es ya mucho más difícil de realizar; en efecto, una vez que se atraviesa el anticlinal del «Ollo de Sapo», nos encontramos en una región bien diferente donde el Ordovícico inferior es transgresivo y reposa discordantemente en muchos lugares sobre su substrato. La existencia de esta discordancia —que se ha atribuido a la «fase sarda» y que desde LOTZE (1929, 1945 a) ha sido reconocida por diversos autores— impide una adecuada comparación por lo que a los niveles inferiores a la «cuarcita armoricana» se refiere. Este hecho, no obstante, individualiza perfectamente las Zonas Asturoccidental-leonesa y Cantábrica, donde, como se ha indicado en repetidas ocasiones, la sedimentación es continua durante el Cámbrico-Ordovícico.

Como ya fue señalado por LOTZE (1945b), la Zona Asturoccidental-leonesa se prosigue hacia el SE en la Sierra de la Demanda y las Cadenas Celtibéricas, en-

contrándose su límite interno en el extremo oriental de la Sierra del Guadarrama. De estos afloramientos puede intentarse una comparación con la Sierra de la Demanda que es el más próximo a la región estudiada.

Según datos de COLCHEN (1970), en la Sierra de la Demanda los materiales más antiguos que afloran son pizarras y areniscas (Esquistos de Anguiano) que se atribuyen al Precámbrico y que serían comparables a las Pizarras del Narcea del occidente de Asturias. Discordantemente por encima de este precámbrico, el Paleozoico debuta con una espesa sucesión detrítica grosera (900 m.), constituida principalmente por areniscas arcóscicas y conglomerados, a la que siguen un horizonte carbonatado (150 m.) sobre el que se sitúan pizarras verdes con Trilobites del Cámbrico medio. El resto de la sucesión está constituida esencialmente por alternancias de areniscas y pizarras, con un espesor del orden de los 2.000 m., y en la cual el Cámbrico medio, el superior y el Ordovícico inferior (Tremadoc) han podido ser caracterizados paleontológicamente. No se encuentran conservados en la Sierra de la Demanda materiales más modernos dentro del Paleozoico inferior.

Esta sucesión es perfectamente comparable al conjunto Cándana-Vegadeo-Serie de los Cabos del Dominio del Navia y alto Sil. Pueden señalarse no obstante algunas diferencias, como son el carácter más conglomerático en la Sierra de la Demanda de los niveles detríticos que se sitúan por debajo de la caliza y la relativa abundancia de fósiles en los niveles equivalentes a la Serie de los Cabos.

TECTONICA

INTRODUCCIÓN

Con anterioridad a las publicaciones realizadas por MATTE (1963, 1964a, 1967 a, 1968 b, 1969) sobre la estructura herciniana del NW de España, los datos existentes sobre la estructura de la zona occidental de Asturias eran muy escasos. Así, los autores clásicos (SCHULZ 1858, BARROIS 1882, ADARO 1916), más preocupados por el establecimiento de la sucesión estratigráfica que por cuestiones tectónicas, se limitan a señalar en sus cortes una zona de pliegues vergentes al E, que se reflejan en sus mapas adoptando una disposición arqueada. HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1916) señala la existencia de una tectónica de escamas en la zona de Los Oscos, y en este orden de ideas se desarrolla un trabajo muy posterior de VALDÉS LEAL (1965) sobre la tectónica de esta misma zona.

Si bien los trabajos de MATTE se centran primordialmente en regiones situadas más hacia el W o SW, en varias ocasiones se refiere también a la zona occidental de Asturias. Como ya es sabido, MATTE (1968b) estableció la existencia en el NW de España de dos deformaciones hercinianas principales: una *primera fase* que afecta a todo el NW de la Península y se manifiesta dando lugar a la formación de pliegues vergentes al E o NE con flanco inverso bien conservado, siempre acompañados de esquistosidad (S_1), y ligado a la cual se desarrolla un metamorfismo regional intenso; y una *segunda fase* que se desarrollaría únicamente en las zonas más internas, dando

lugar a la formación de pliegues de plano axial subvertical acompañados de una esquistosidad (S_2) de crenulación. Esta fase sería posterior, en conjunto, al paroxismo del metamorfismo.

Concretamente, en la zona occidental de Asturias, según MATTE, la fase 1 daría lugar a la formación de pliegues de plano axial subvertical o débilmente vergentes al E, acompañados de esquistosidad, mientras que la fase 2 no se manifestaría de modo alguno. Señala asimismo la existencia de una fase tardía de deformación (posterior a la fase 2) que se manifiesta por pequeños pliegues angulares del tipo de los «kink-bands» con plano axial subhorizontal, que deformarían la esquistosidad primaria.

En una publicación previa (MARCOS 1971a) dimos cuenta ya de la extensión de la 2.^a fase herciniana de MATTE a la zona occidental de Asturias, donde se manifiesta dando lugar a pliegues ligeramente vergentes al W acompañados por una esquistosidad de crenulación, así como de la probable relación de los «kink-bands» con las estructuras originadas en el transcurso de esta fase.

Más recientemente (MARCOS 1971b) se puso de manifiesto la existencia entre las fases 1 y 2 de MATTE de una nueva fase herciniana de deformación en el occidente de Asturias (y probablemente extendida por todo el NW de la Península), que da lugar a la formación de cabalgamientos dirigidos hacia el E, con esquistosidades y pliegues asociados.

LAS DEFORMACIONES ANTEHERCINIANAS.

Si bien la orogénesis herciniana es la principal responsable de las estructuras que se desarrollan en el occidente de Asturias, la existencia de un núcleo precámbrico y una sucesión relativamente completa del Paleozoico inferior permite evidenciar movimientos que tuvieron lugar antes de que aquélla se manifestase. Estos movimientos se localizan principalmente antes del depósito de los materiales paleozoicos —que se encuentran separados de los precámbricos por una superficie de discordancia— y en el límite Ordovícico-Silúrico. Es interesante destacar, que los movimientos que en otras regiones de la Península Ibérica tuvieron lugar entre el Cámbrico superior y el Arenig («fase sarda») no se manifiestan en la región estudiada; este hecho individualiza, como ya hemos indicado con anterioridad, las Zonas Cantábrica y Asturoccidental-leonesa de las demás zonas del segmento ibérico de la cordillera herciniana.

La deformación del Precámbrico del núcleo del antiforme del Narcea.—Como ya hemos indicado anteriormente, en toda el área del antiforme del Narcea existe una discordancia clara entre el Paleozoico y el Precámbrico. Esta discordancia, presupone la existencia de una deformación propia del Precámbrico, pero la naturaleza de las estructuras originadas en su transcurso no se encuentra hasta el momento esclarecida. En todo caso, no han podido reconocerse nunca ni esquistosidades ni metamorfismo propios del Precámbrico; del mismo modo, la mayor parte de los pliegues menores que se localizan en él se relacionan con las fases hercinianas, y nunca se han podido reconocer pliegues menores cortados por las esquistosidades hercinianas.

Estos hechos sugieren que la deformación antigua de estos materiales no debió ser muy intensa; así MATTE (1968 a,b) admite la existencia de flexiones o pliegues de amplio radio de curvatura.

Los efectos de la Orogénesis Caledoniana: los movimientos epirogénicos en el límite Ordovícico-Silúrico.— Como ya se ha indicado al tratar de la estratigrafía, en la región estudiada es notoria la existencia de un surco de sedimentación que comienza a manifestarse a partir del Cámbrico inferior y cuya subsidencia termina antes del depósito del Silúrico.

Durante el Ordovícico medio-superior el surco se encuentra perfectamente delimitado a la zona occidental de Asturias y NW de León y es rellenado por sedimentos con facies turbidíticas (MARCOS 1970); este hecho, que parece marcar el inicio de un periodo orogénico dentro de la evolución geosinclinal, no conduce sin embargo a una orogénesis, dado que en la región estudiada no parecen observarse estructuras anteriores al Silúrico. No obstante, al menos los movimientos epirogénicos en el límite Ordovícico-Silúrico debieron ser muy importantes, por cuanto que los materiales silúricos se apoyan a todo lo largo de la Zona Asturoccidental-leonesa y Cantábrica sobre términos anteriores de muy distinta edad. Este hecho se acentúa en la Sierra del Caurel, donde el Silúrico es suavemente discordante sobre su substrato (MATTE 1963, 1968 b). Teóricamente podría incluso admitirse la posibilidad de que con anterioridad al Silúrico se hubiesen llegado a originar estructuras muy laxas (abombamientos).

Después del Ordovícico superior, comienza a desarrollarse una historia distinta; tanto en la zona Asturoccidental-leonesa como en la Cantábrica, el Silúrico es un periodo tranquilo, que muestra una gran uniformidad en la sedimentación a lo largo de centenares de kilómetros.

LAS DEFORMACIONES HERCINIANAS.

La existencia de varias fases de deformación hercinianas superpuestas caracteriza la estructura de la zona occidental de Asturias. La región ofrece condiciones particularmente buenas para la observación de las estructuras, debido a que en general la transposición de la estratificación por la esquistosidad no es muy grande, y a la escasa intensidad del metamorfismo regional (según CAPDEVILA 1967, la isógrada de la biotita únicamente se sobrepasa en un estrecho corredor a lo largo del flanco W del antiformal del Narcea). De este modo, las relaciones existentes entre las distintas superficies de referencia (estratificación y esquistosidades subsiguientes) pueden ser puestas en evidencia en gran número de casos.

En esquema, la estructura de la zona occidental de Asturias es el resultado de las siguientes fases de deformación hercinianas:

Fase 1: Las estructuras originales de esta primera fase se encuentran muy deformadas por las fases posteriores a ella; da lugar a pliegues de traza axial N-S, constantemente vergentes al E, con flanco inverso conservado, y dotados de una esquistosidad axial de flujo (S_1). Estas estructuras van perdiendo importancia

de W a E hasta desaparecer en las zonas más externas (Zona Cantábrica). Está acompañada por un metamorfismo regional que en la mayor parte de la región considerada es epizonal.

Fase 2: Origina cabalgamientos de trazado N-S y dirigidos hacia las zonas externas, asociados con los cuales se desarrollan esquistosidades de crenulación (S_2) y pliegues menores que deforman la esquistosidad primaria (MARCOS 1971 b). Esta fase sería ya posterior al paroxismo del metamorfismo. Debe señalarse que las estructuras menores asociadas a estos cabalgamientos quedan confinadas exclusivamente a los materiales que se sitúan en sus proximidades.

Fase 3: Da lugar a pliegues N-S, subverticales o vergentes hacia las zonas internas (pliegues «retro»), de diverso orden de dimensiones (de amplitud kilométrica a centimétricos). Se trata de pliegues de estilo similar que desarrollan una esquistosidad de crenulación (S_3) paralela a sus planos axiales; en los lugares donde las condiciones son favorables para su desarrollo aparece una nueva esquistosidad de crenulación (S'_3) conjugada con la anterior que se manifiesta macroscópicamente dando lugar a kink bands.

Con posterioridad a estas tres fases principales de deformación se originan aún otras estructuras menos marcadas, entre las que se reconocen:

- a) Pliegues laxos o flexiones E-W,
- b) Fracturas y diaclasas radiales con relación al arco, y
- c) Fracturas longitudinales,

que pueden ser consideradas como tardi o post-hercinianas.

LAS GRANDES UNIDADES ESTRUCTURALES.

Si se realiza un corte de E a W a través de la región estudiada, puede apreciarse la existencia de tres grandes unidades estructurales. En el extremo oriental, se sitúa el antiforme del Narcea que constituye el límite entre la Zona Asturoccidental-leonesa y la Zona Cantábrica; al W de esta estructura se diferencian otras dos grandes unidades separadas por una zona de cabalgamientos: la unidad del Navia y la unidad del Eo. Estas dos últimas unidades estructurales coinciden también con dominios paleogeográficos diferentes (Dominio del Navia y alto Sil y Dominio del Manto de Mondoñedo, respectivamente).

La unidad del Eo.—En el límite occidental de la región estudiada se sitúa un sinclinal estrecho y alargado, dibujado en su totalidad por la cuarcita del Ordovícico inferior, y cuyo núcleo está ocupado principalmente por las ampelitas silúricas, que ha sido denominado con anterioridad en su extremo N «sinclinal de Villaodrid» (WALTER 1968). Su traza axial es aproximadamente N-S y se prosigue a lo largo de más de 70 Km. desde la región de Navia de Suarna, donde dibuja una terminación periclinal, hasta el Mondigo, cerca ya de la costa, donde su traza axial sufre una inflexión brusca hacia el W. Se trata de una estructura típica de la primera fase herciniana, directamente relacionada con el Manto de Mondoñedo; la vergencia E de este pliegue es

muy acusada en su mitad septentrional donde su flanco inverso adquiere un gran desarrollo. Su plano axial sin embargo se va verticalizando poco a poco hacia el S.

Por delante del sinclinal de Villaodrid se sitúa una gran estructura antiformal constituida casi en su totalidad por materiales de la Serie de los Cabos; solamente en algunos núcleos anticlinales llegan a aflorar las Calizas de Vegadeo. Considerada en principio como un anticlinal simple (WALTER 1968), los datos actuales muestran que se trata en realidad de una estructura más compleja (ver fig. 8 y fig. 25).

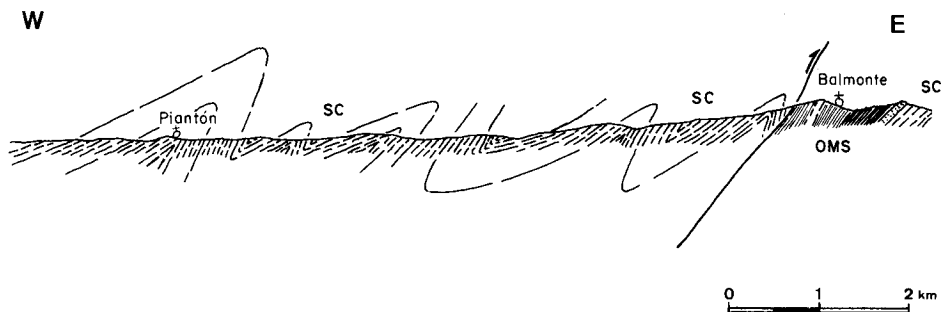


Fig. 25.—Pliegues de primera fase en materiales de la Serie de los Cabos al E de Vegadeo. SC, Serie de los Cabos. OMS, Ordovícico medio y superior.

Por el E, toda la unidad del Eo, se encuentra limitada por una serie de cabalgamientos que dan lugar a su superposición sobre la unidad del Navia. Estos cabalgamientos se habrían originado en el transcurso de la 2.^a fase y en la actualidad se encuentran plegados y verticalizados por efecto de la superposición de los pliegues de 3.^a fase.

En general, la mayor parte de los pliegues que se localizan en esta unidad pertenecen a la 1.^a fase hercínica de deformación; en materiales competentes (Serie de los Cabos) estos pliegues muestran una geometría a escala métrica y decamétrica diferente de la que se encuentra en materiales dúctiles (ampelitas silúricas, p.e.), ya que mientras en los primeros sus flancos orientales están sólo ligeramente invertidos, en estos últimos los pliegues son isoclinales, con un notable desarrollo del flanco inverso. En cualquier caso se trata de pliegues vergentes al E acompañados por una esquistosidad de flujo paralela a sus planos axiales. Esta esquistosidad primaria se encuentra en la mayor parte de esta unidad bastante verticalizada (por efecto de la 3.^a fase), inclinándose alrededor de 50-60° hacia el W por término medio; en el extremo N del sinclinal de Villaodrid esta verticalización no es tan acusada.

Los efectos de la 3.^a fase hercínica son en general poco apreciables a escala del afloramiento, ya que da lugar principalmente a pliegues de amplio radio de curvatura; no obstante, dentro de los materiales de la Serie de los Cabos, se encuentra muchas veces la esquistosidad de fase 1 basculada hacia el E denotando la existencia de pliegues de 3.^a fase. A esta última fase puede ser atribuido el gran sinforme que dibuja el manto de Mondoñedo en su conjunto. La presencia de pliegues y esquistosidad de 3.^a fase es más frecuente sin embargo en materiales esquistosos. Las estructuras del tipo de los kink-bands —tan frecuentes en la unidad del Navia— prácticamente no se encuentran desarrolladas en esta unidad.

En conjunto, toda la unidad del Eo forma parte de una gran estructura cuyo núcleo se sitúa más hacia el W, constituida por un apilamiento de pliegues acostados que ha sido denominada manto de Mondoñedo (MATTE 1964a; WALTER 1966a). En la figura 26 se puede apreciar la posición de la unidad del Eo en la base de esta gran estructura.

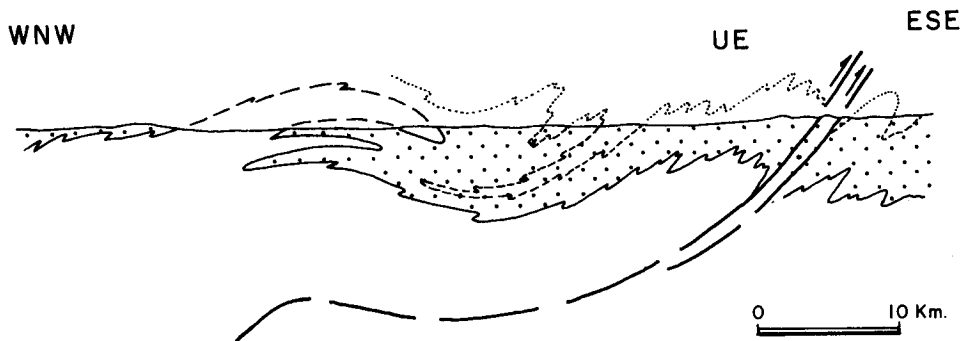


Fig. 26.—Posición de la unidad del Eo (UE) en la base del manto de Mondoñedo (basado principalmente en MATTE 1968 b, modificado). Punteado: Paleozoico.

La unidad del Navia.—Se extiende entre la unidad del Eo antes descrita y el antiforme del Narcea. Constituye en general un amplio sinclinorio ocupado principalmente por materiales pertenecientes al Ordovícico medio y superior, dentro del cual se diferencian varios núcleos anticlinales estrechos y alargados constituidos por materiales correspondientes a la Serie de los Cabos. La amplia franja de Serie de los Cabos que se sitúa en el flanco oriental de esta unidad constituye a su vez el flanco W del antiforme del Narcea.

Todos los grandes anticlinales que se diferencian en esta unidad (fig. 27) muestran características semejantes. Se trata de pliegues de traza axial aproximadamente N-S (ligeramente incurvados por efecto del arco que dibujan todas las estructuras) y eje subhorizontal. Así, alguno de ellos se prosigue a lo largo de más de 80 Km. (anticlinal de San Martín). Sus terminaciones periclinales vienen dadas generalmente por ligeros hundimientos de sus ejes; solamente en la terminación meridional del anticlinal de Villayón se puede apreciar un cabeceo brusco del pliegue, con un eje muy verticalizado.

Se trata siempre de pliegues vergentes al E, dotados de un flanco oriental ligeramente inverso o subvertical y un flanco W más inclinado. Esta disposición se evidencia claramente en la cartografía: las capas en los flancos occidentales muestran un trazado festoneado, mientras que en los orientales este trazado es prácticamente rectilíneo.

Dada su geometría todos estos pliegues son interpretados como un resultado de la superposición de estructuras de 1.^a y 3.^a Fase, y serán analizados en un capítulo más adelante.

Separando estos núcleos anticlinales se sitúan varios sinclinales bien definidos, formados en relación con la 3.^a fase herciniana y ocupados en la actualidad por la Formación Agüeira. La traza axial de estos pliegues se mantiene prácticamente paralela a

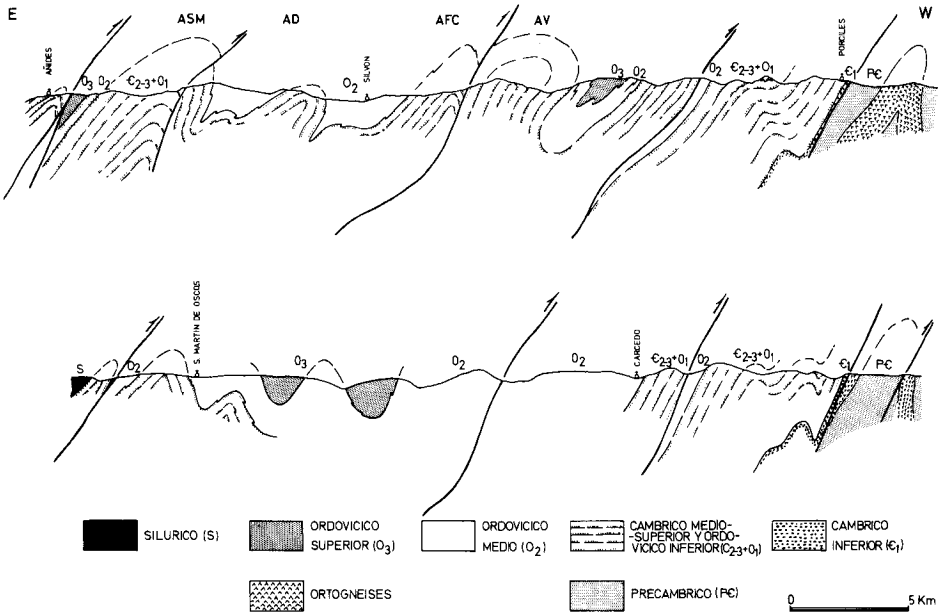


Fig. 27.—Cortes transversales en la unidad del Navia. ASM, AD, AFC, y AV, anticlinales de San Martín, Doiras, Fuentes Cabadas y Villayón.

la de los anteriormente descritos; sin embargo a diferencia de ellos son pliegues de plano axial vertical o subvertical y relativamente laxos.

Ya se ha indicado anteriormente que entre las unidades del Eo y Navia se sitúan importantes cabalgamientos que conducen a la superposición de aquélla sobre ésta. Dentro de la unidad del Navia se pueden diferenciar además otros cabalgamientos con características semejantes. En la misma figura 27 y en la cartografía puede apreciarse la posición de algunos de estos accidentes, que serán descritos más adelante al tratar de la 2.^a Fase herciniana.

La estructura de la amplia franja de la Serie de los Cabos, que forma el límite entre esta unidad y el antiforme del Narcea, es relativamente simple debido sin duda a la gran competencia de los materiales que la constituyen. En la mayor parte de los casos las estructuras se reducen a pliegues de amplio radio de curvatura de tipo concéntrico. Por regla general los pliegues que se localizan en esta franja corresponden a la 3.^a fase de plegamiento y van acompañados de esquistosidad de crenulación o de fractura. La parte superior de la Serie de los Cabos se encuentra repetida por un cabalgamiento (ver fig. 5) lo cual hace aumentar considerablemente su espesor aparente.

Dentro de la unidad del Navia, dada la relativa abundancia de materiales pizarrosos, las esquistosidades correspondientes sobre todo a las fases 1 y 3 se encuentran muy desarrolladas. La esquistosidad primaria se encuentra por lo general muy verticalizada inclinándose al W de 60 a 70° por término medio, aunque se la encuentra incluso horizontal o basculada al E; esta disposición de la esquistosidad primaria debe ser pues consecuencia de la superposición de los pliegues de la 3.^a fase. La esquistosidad de cre-

nulación de fase 3.^a se inclina hacia el E, según un ángulo variable entre unos 45° y la vertical según las zonas. En consecuencia los pliegues originados durante esta fase son vergentes al W o verticales.

Por lo que respecta a las estructuras de la 2.^a fase, ya han sido citados algunos de los cabalgamientos que se desarrollan en esta unidad; las estructuras menores correspondientes a esta fase (pliegues y esquistosidades) se encuentran localizadas en las inmediaciones de estos cabalgamientos.

Por último, dentro de la unidad del Navia se localizan tres importantes afloramientos de rocas graníticas (Granitos de los Ancares, Boal y Salave) que cortan las estructuras originadas durante las tres fases principales hercinianas. CAPDEVILA & FLOOR (1970) los incluyen dentro del grupo de los «granitos de dos micas con megacristales» (G-3); recientemente han sido objeto de un estudio petrográfico por parte de SUÁREZ (1970).

El antiforme del Narcea.—La unidad que sigue inmediatamente al E es el antiforme del Narcea, en cuyo núcleo aflora una sucesión considerada de edad Precámbrica, que separa la Zona Asturoccidental-leonesa de la Zona Cantábrica. Considerado en un principio como una estructura simple de primera fase (MATTE 1968 a,b), las modernas cartografías de la región muestran un trazado complejo de los límites del citado afloramiento precámbrico, que evidencia la existencia de una estructura mucho más complicada.

En primer lugar, una importante fractura (falla de Allande) limita en gran parte por el W el antiforme del Narcea y la unidad del Navia. Este accidente se prosigue de N a S desde la costa Cantábrica (Ballota) hasta la altura de Rengos, donde es cortado por la gran falla transversal de Ancares-Villablino. Al Sur de esta línea se prosigue probablemente dentro ya del área precámbrica. Esta fractura, puede ser interpretada como un cabalgamiento en relación con la 2.^a Fase, como más adelante veremos al tratar de las grandes estructuras originadas en su transcurso.

La primera fase de deformación herciniana en el área del antiforme del Narcea se pone en evidencia sobre todo por la presencia de la esquistosidad primaria (S_1); esta esquistosidad cambia de estilo a través del antiforme y así, mientras en su parte occidental es claramente de flujo, se manifiesta macroscópicamente como esquistosidad de fractura en su parte oriental. La disposición de estas superficies de esquistosidad cambia asimismo de un flanco a otro de la estructura; este hecho es particularmente claro en el sector Sur del antiforme: en el flanco SW la esquistosidad es subvertical, mientras que en el NE se inclina ligeramente al W, es horizontal o incluso se encuentra basculada al E. La esquistosidad primaria desaparece rápidamente hacia las zonas externas y sólo en raras ocasiones sobrepasa el área precámbrica del antiforme del Narcea.

Del mismo modo, la intensidad del metamorfismo regional herciniano disminuye en general de W a E (o de SW a NE) al mismo tiempo que se realiza el cambio de estilo de la esquistosidad, y se pasa de un metamorfismo epi o mesazonal a una zona no metamórfica.

La cartografía actual del área del antiforme del Narcea muestra claramente la exis-

tencia de cabalgamientos dirigidos hacia las zonas externas. En primer lugar, el Precámbrico y los materiales Cámbrico-Ordovícicos con facies propias de la Zona Asturocidental-leonesa que lo recubre cabalgan netamente sobre materiales con facies propias de la Zona Cantábrica en la parte norte del antiforme, entre Cudillero y Tineo. Este cabalgamiento se prosigue luego hacia el Sur, dentro ya del área precámbrica, probablemente por detrás de las ventanas tectónicas del Narcea (JULIVERT 1971 a) y Villabandín (PÉREZ-ESTAÚN 1971). En estas ventanas, se diferencian diversas cuñas de Areniscas de la Herrería intercaladas entre materiales precámbricos que han sido interpretadas por dichos autores como escamas o cizallamientos en relación inmediata con los mantos descritos en la Zona Cantábrica.

Deformando a la esquistosidad primaria y a las escamas anteriormente descritas, se desarrollan los pliegues de la 3.^a fase herciniana que serían equivalentes a los que en la Zona Cantábrica se han denominado «pliegues longitudinales» (JULIVERT & PELLO 1967). Dentro de la Zona Cantábrica, en la «región de pliegues y mantos» (JULIVERT 1967 b) estos pliegues son de tipo flexural, vergen hacia las zonas internas y están dotados a lo sumo de una esquistosidad de fractura (JULIVERT, PELLO & FERNÁNDEZ-GARCÍA 1968); a partir de esta región y hacia las zonas internas los pliegues de 3.^a fase son, como ya hemos indicado, de tipo similar y mantienen las vergencias «retro» (MARCOS 1971 a).

La estructura del antiforme del Narcea está, pues, condicionada en gran parte por los pliegues de la 3.^a fase.

Sin embargo, no son estos los únicos pliegues que afectan a esta estructura. Simultáneamente o muy poco después se desarrollan otros pliegues que por su trazado se han denominado con anterioridad «pliegues transversales» (MARCOS 1968; JULIVERT, PELLO & FERNÁNDEZ-GARCÍA 1968). Se trata de pliegues flexurales de amplio radio de curvatura, no acompañados de esquistosidad, que han podido ser también localizados más hacia el W. Estos pliegues producen cabeceos de los ejes de los pliegues de 3.^a fase y en ocasiones la mutua intersección da lugar a la formación de estructuras cerradas (domos y cubetas); las ventanas tectónicas del Narcea y Villabandín se han interpretado como domos originados por la interferencia de pliegues longitudinales y transversales (JULIVERT 1971; PÉREZ-ESTAÚN 1971).

Antes del depósito del Estefaniense la estructura del antiforme del Narcea se encuentra ya totalmente constituida; en efecto, estos materiales se disponen ya de modo que no guardan ninguna relación con las directrices tectónicas precedentes. A lo sumo, fracturas antiguas son removilizadas durante o después de su depósito, de modo que éste se conserva preferentemente a lo largo de ellas (terrenos estefanienses de Cangas del Narcea, Rengos, Villablino, Cornobre-La Urz...). La tectónica propia del estefaniense en este sector es totalmente banal.

LA PRIMERA FASE DE DEFORMACIÓN.

En el occidente de Asturias, la primera fase de deformación se evidencia sobre todo por el gran desarrollo que adquiere la esquistosidad de flujo que la acompaña.

En la mayor parte de la región esta esquistosidad se encuentra en la actualidad muy verticalizada; esta disposición, que indujo a MATTE (1968 b) a suponer una verticalización progresiva original de la esquistosidad desde Galicia oriental —donde se encuentra horizontal o subhorizontal— hacia el E, es interpretada ahora como debida a la superposición de las estructuras de la 3.^a fase herciniana.

Los grandes pliegues de esta primera fase se encuentran así mismo muy modificados por esta superposición y solamente los pliegues menores, que conservan en gran parte su geometría original, pueden ser utilizados para definir su estilo.

Las grandes estructuras.—Con excepción de los pliegues que se sitúan en el extremo occidental de la región estudiada (sinclinal de Villaodrid, principalmente), todos los grandes pliegues de esta primera fase se encuentran muy modificados por la superposición de los pliegues correspondientes a la tercera fase herciniana. Si bien más adelante dedicaremos un capítulo al análisis de las estructuras resultantes de esta superposición para tratar de reconstruir la forma original de los pliegues, algunas de las características de los grandes pliegues de 1.^a fase pueden ya ser señaladas.

En primer lugar, se trata de pliegues estrechos y alargados (algunos de ellos, como el sinclinal de Villaodrid o el anticlinal de San Martín se prosiguen longitudinalmente a lo largo de más de 80 Km.), de traza axial aproximadamente N-S, ligeramente curvada por efecto del arco que describe todas las estructuras en el NW de la Península.

Su eje se mantiene por lo general horizontal o subhorizontal, y son pliegues constantemente vergentes al E. En general parecen pasar de W a E de pliegues isoclinales (sinclinal de Villaodrid) a pliegues asimétricos dotados de un flanco normal largo y un flanco inverso más corto, como son los anticlinales de San Martín, Doiras, etcétera, citados anteriormente en la unidad del Navia.

Los pliegues menores.—La geometría de los pliegues menores permite caracterizar mejor el estilo de las estructuras originadas durante esta primera fase de deformación, ya que en muchas ocasiones estos pliegues no se encuentran prácticamente afectados por las fases de deformación subsiguientes o a lo sumo se encuentran basculados sin que su geometría original sufra modificaciones.

Son pliegues cilíndricos o cilindroidales, isoclinales en algunos casos y la mayor parte de las veces asimétricos. Su eje se dispone horizontal o subhorizontal, siendo la dirección axial sensiblemente paralela a la de los pliegues mayores de esta primera fase (N-S); la vergencia es constante hacia el E. Como es sabido, los pliegues menores pueden ser utilizados para la reconstrucción de las grandes estructuras; en este sentido, los pliegues de la figura 28 (BCDF) y Lám. XIX A, constituyen ejemplos de pliegues menores en el flanco inverso de una estructura mayor. Los pliegues de la figura 29 están sin embargo desarrollados sobre un flanco normal. El estilo de estos pliegues varía de W a E de pliegues isoclinales con un flanco inverso muy desarrollado (fig. 28 A) (en niveles pizarrosos) a pliegues asimétricos dotados de un flanco inverso más corto (fig. 28 BC).

Del mismo modo, la litología controla en gran parte la geometría de estos pliegues, y así, en los niveles de baja ductilidad nunca llegan a desarrollarse pliegues

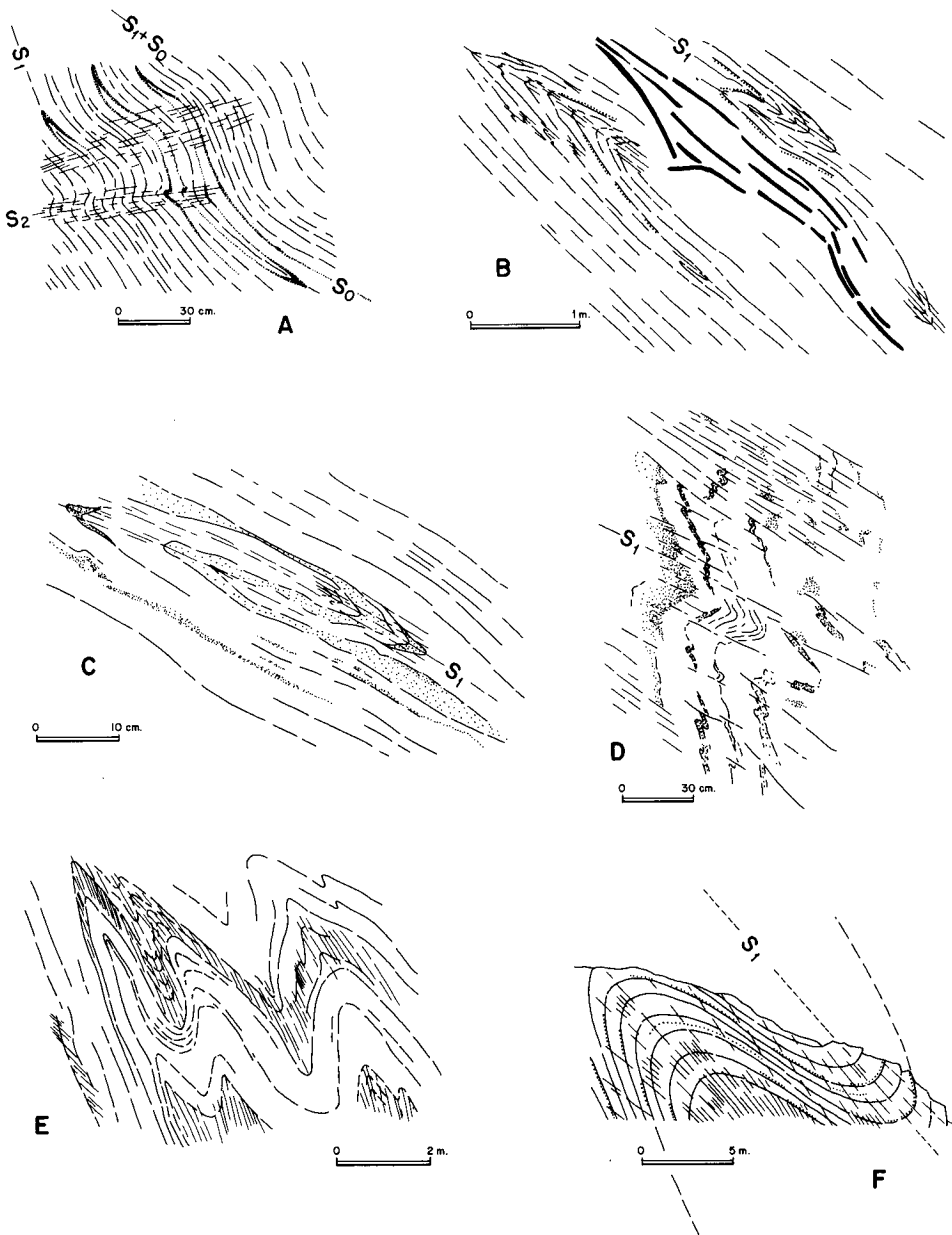


Fig. 28.—Ejemplos de pliegues menores de primera fase. A, en ampetitas silúricas, cerca de Sta. Eulalia de Oscos. B, C y D, en las Pizarras de Luarca, en la playa de Sabugo (Otur, Luarca). E, en la Serie de los Cabos, al E de Tapia de Casariego. F, en niveles pelíticos de la Formación Agüeira, cerca de El Castaño (en la costa, al W de Luarca). Oeste a la izda.

isoclinales. En la figura 28 A se representan pliegues de primera fase en las ampelitas silúricas de la escama de Sta. Eulalia de Oscos, y en la Lám. XIX A puede apreciarse la diferente geometría de los pliegues de esta misma fase desarrollados en las areniscas ferruginosas de las Capas de Queixoiro, dentro de la misma escama y no lejos de los anteriores. Desde el punto de vista de su mecanismo de formación, los pliegues menores de primera fase pueden encuadrarse dentro de los tipos «passive slip» o «flexural flow» de DONATH & PARKER (1964). En niveles de alta ductilidad media (Pizarras de Luarca, ampelitas silúricas) los pliegues son típicamente pasivos (similares, passive slip folds), como se puede apreciar claramente en la figura 28 (ABCF) y en la figura 29

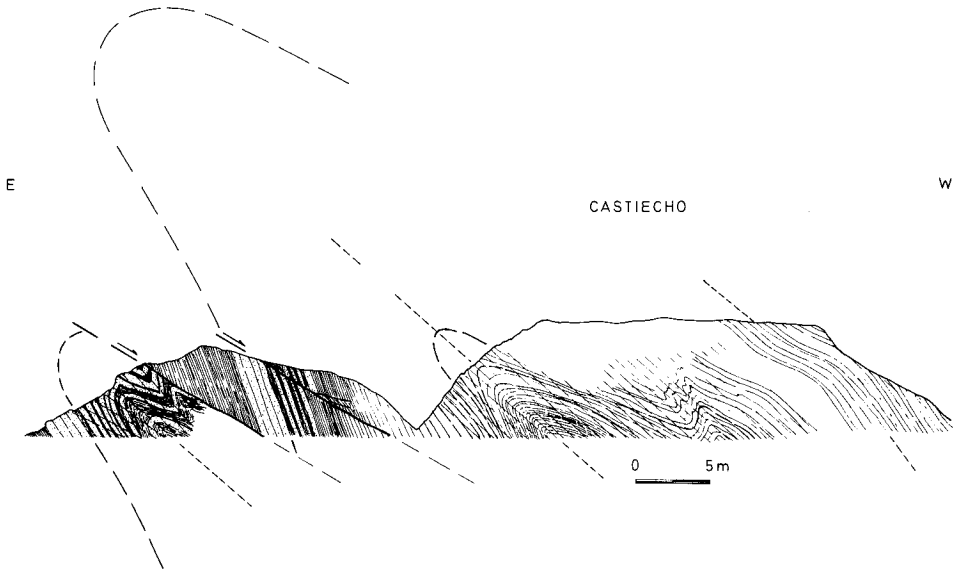


Fig. 29.—Pliegues menores de primera fase en las Pizarras de Luarca, al E de la playa de Sabugo (Otur, Luarca).

(a la derecha), están dotados de esquistosidad de flujo y muestran un adelgazamiento de las capas en los flancos y engrosamientos de las mismas en las charnelas. En niveles donde existe una alternancia de capas de diferente ductilidad (Serie de los Cabos, Formación Agüeira) se desarrollan pliegues del tipo «flexural flow», con flujo de materiales dentro de las capas, que se evidencia en la irregularidad de su espesor estratigráfico (fig. 28 E, Lám. XIX B), y con esquistosidad bien desarrollada en los niveles pizarrosos.

La esquistosidad S_1 .—La esquistosidad que acompaña a los pliegues de primera fase es en todo el dominio considerado una esquistosidad de flujo (axial-plane foliation, slaty cleavage, flow cleavage o axial-plane cleavage, de los autores de habla inglesa; schistosité de flux, de los geólogos franceses). Como ya se ha indicado anteriormente al tratar de los pliegues menores, esta esquistosidad se dispone en la mayor parte de los casos paralela al plano axial de los pliegues de primera fase (ver fig. 28 ABCD), y en otros adopta una disposición en abanico convergente (ver fig. 28 F y

fig. 29) o divergente (Lám. XX) (*). Al igual que sucede con los pliegues de arrastre, la esquistosidad puede ser utilizada, como ya es sabido, para la reconstrucción de las grandes estructuras, conocida su relación con la estratificación (WILSON 1961; RODGERS 1960-62) (ver Lám. XXI).

La esquistosidad primaria adopta disposiciones variadas con respecto a la estratificación; por lo general, en los flancos normales de los pliegues se dispone próxima a ella, confundándose ambas en muchas ocasiones (Lám. XXII A). En las zonas de charnela y en los flancos inversos de estos pliegues, la esquistosidad interseca a la estratificación según un ángulo alto (Lám. XXII B). La intersección de la esquistosidad con la estratificación da lugar a una lineación de intersección (L_1) que es paralela al eje B de los pliegues.

Dado que el metamorfismo que acompaña a esta primera fase es débil en toda la región considerada (facies de los esquistos verdes), no llega a originarse nunca una foliación (s-str.).

En los niveles pelíticos esta esquistosidad se manifiesta microscópicamente por una ordenación paralela de los cristales y una neoformación de minerales micáceos (principalmente moscovita y clorita) y cuarzo; en la mayor parte de los casos la textura primitiva de la roca se encuentra totalmente destruida. En las pizarras de la Formación Luarca es frecuente la existencia de porfiroblastos de pirita, rutilo, clorita y en mucha menor proporción cloritoide que desarrollan flecos y colas de presión (pressure fringes y pressure shadows de SPRY 1969) paralelamente a la dirección de máxima extensión de la esquistosidad, en las que cristalizan cuarzo y clorita principalmente. En las amplitas silúricas es frecuente la cristalización de cloritoide. Las relaciones existentes entre deformación y cristalización serán de todas formas discutidas más adelante.

En las rocas de textura granuda (areniscas, cuarcitas, calizas y dolomías) la esquistosidad primaria da lugar a una reorientación y recristalización de los minerales en la dirección de máxima extensión de la esquistosidad (Lám. XXIII A y B), y a un consiguiente aplastamiento perpendicular al plano de esta última.

La transposición de la estratificación por la esquistosidad puede apreciarse en rocas principalmente pelíticas con laminaciones arenosas (Lám. XXIV). En estas condiciones la transposición da lugar frecuentemente a la formación de diques de arenisca paralelos a la esquistosidad (MAXWELL 1962) y en los lugares donde la deformación es muy intensa llegan a desarrollarse pliegues intrafoliares (intrafolial folds, TURNER & WEISS 1963) e incluso una seudoestratificación (pseudobedding, WEISS & MCINTYRE 1957).

Disposición en el campo de la esquistosidad primaria.—Como ya se ha indicado anteriormente, en la región estudiada la esquistosidad primaria se encuentra por lo general muy verticalizada (los planos de esquistosidad se inclinan unos 60-70° hacia el W por término medio). Esta disposición actual no debe

(*) El concepto de esquistosidad en abanico convergente o divergente, se aplica en el sentido dado por RAMSAY (1967, pp. 405) («convergent cleavage fan» y «divergent cleavage fan»).

corresponder sin embargo a la original; en efecto, el estilo de los pliegues de primera fase antes mencionados implica una disposición original de la esquistosidad mucho más tendida de lo que se observa en la actualidad.

Por otra parte, en algunas localidades puede apreciarse que la esquistosidad primaria se encuentra horizontal e incluso basculada hacia el E (fig. 30 y figs. 56 y 61, más adelante). De acuerdo con esto, la disposición actual de la esquistosidad primaria es consecuencia de la superposición de las fases de deformación subsiguientes y concretamente de la fase 3, más bien que de una verticalización progresiva original de la esquistosidad hacia las zonas externas (MATTE 1968 b).

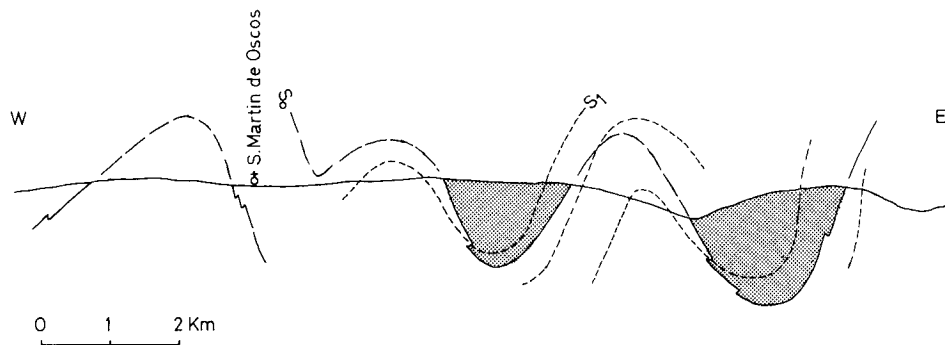


Fig. 30.—Disposición de la esquistosidad primaria (S_1) en la región de Los Oscos. Punteado: Formación Agüeira. So, estratificación.

La lineación de crecimiento de minerales.—Aparte de la lineación de intersección antes descrita (L_1), se desarrolla en las rocas pizarrosas e incluso en algunas areniscas y cuarcitas, una lineación definida por una orientación preferente de minerales (L_m) (stretching lineation) que se manifiesta macroscópicamente por una fibrosidad sobre los planos de esquistosidad, que es directamente medible en el campo (Lam. XXV A). Las secciones delgadas talladas longitudinalmente con respecto a esta lineación, muestran un gran estiramiento de los minerales sintectónicos y tanto éstos como algunos otros minerales preexistentes desarrollan largas colas de presión (Lam. XXV B); esta disposición de los minerales evidencia un aplastamiento perpendicular al plano de esquistosidad. En las secciones talladas perpendicularmente a esta lineación, puede apreciarse que el estiramiento de los minerales es mucho menor y no llegan a desarrollarse largas colas de presión (Lam. XXVI A); la dirección de máxima elongación de la esquistosidad se sitúa, pues, paralelamente a la lineación mineral. En las secciones paralelas al plano de la esquistosidad, puede observarse una orientación paralela de minerales de neoformación, principalmente cuarzo y minerales micáceos (moscovita y clorita) (Lam. XXVI B), que son los que originan la lineación mineral y definen por tanto la dirección de «flujo» de la esquistosidad.

En los lugares donde la lineación de intersección y la lineación mineral se encuentran bien desarrolladas, se intersectan siempre según un ángulo próximo a 90° ; según esto, en la fase 1, la dirección de máxima elongación X, definida por una linea-

ción de crecimiento de minerales sobre el plano de esquistosidad, es perpendicular al eje B de los pliegues definido por la lineación de intersección (L_1) (fig. 31).

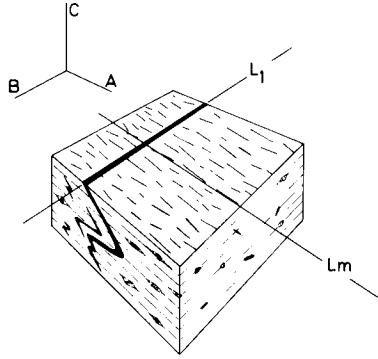


Fig. 31.—Disposición de la lineación de crecimiento de minerales (L_m) con respecto a la lineación de intersección (L_1) en las estructuras de fase I. A, B, C, ejes de la fábrica.

Las lineaciones de estiramiento de objetos preorogénicos.—En algunas localidades, diversos objetos preorogénicos, principalmente nódulos, oolitos y fósiles se encuentran deformados intensamente por efecto de esta fase (Lam. XXVII A). También han podido localizarse «manchas» (spots) de oxidación deformadas (Lam. XXVII B y XXVIII A); las secciones de estas manchas talladas perpendicularmente a los tres ejes del elipsoide que definen pueden observarse en las Lam. XXVIII B y XXIX.

En todos estos objetos deformados, y en particular en el caso de las manchas, puede ser definida la dirección principal de elongación (X) (el eje mayor del elipsoide de deformación establecido para cada caso). En la región estudiada, la dirección de máxima elongación (X) se mantiene prácticamente perpendicular (entre 70 y 90°) a la lineación de intersección (L_1) y por tanto al eje B de los pliegues, es decir, coincide con la dirección de la lineación mineral (L_m) antes descrita (fig. 32).

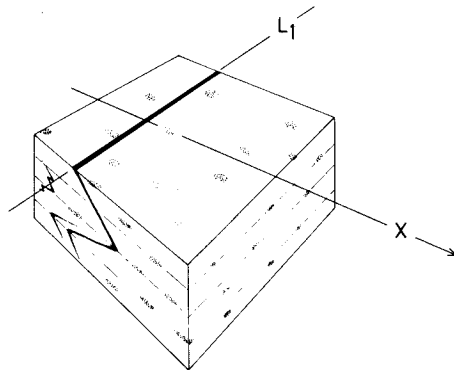


Fig. 32.—Bloque diagrama mostrando la disposición de las manchas de oxidación. La dirección de máxima elongación (X) es prácticamente perpendicular a L_1 y coincide con la lineación de crecimiento de minerales.

O t r a s l i n e a c i o n e s.—Algunas otras estructuras originadas en el transcurso de la fase 1 definen también una lineación que no ha sido tratada en los anteriores apartados; se trata principalmente de los boudins y los mullions (meneaux). Ambos se desarrollan sobre todo en las areniscas y cuarcitas de la Serie de los Cabos; en la lámina XXX pueden verse ejemplos de boudins y mullions. Un magnífico ejemplo de grandes mullions ha sido citado anteriormente por MATTE dentro de esta región (ver MATTE 1968 b, pp. 82, fig. 72 y 73). Mullions a escalas más pequeñas son muy frecuentes cerca de las charnelas de algunos grandes pliegues de primera fase, como sucede cerca de la terminación periclinal del anticlinal de San Martín, en la carretera de Rio-deporcos.

Tanto la dimensión mayor de los boudins como las crestas de los mullions, definen una lineación que en toda la región estudiada es paralela al eje B de los pliegues de primera fase (y por tanto paralela también a L_1).

LA SEGUNDA FASE DE DEFORMACIÓN.

En el transcurso de esta fase se originan pequeños pliegues monoclinicos con una esquistosidad de crenulación (strain-slip) paralela a sus superficies axiales, que deforman la esquistosidad primaria anteriormente descrita. A diferencia de lo que sucede con las Fases 1 y 3 estas estructuras menores no se encuentran uniformemente repartidas por toda la región estudiada, sino que se localizan tan sólo en las inmediaciones de cabalgamientos con los que se encuentran genéticamente relacionadas, como más adelante veremos. Así pues, en el transcurso de esta fase se originan grandes estructuras, cabalgamientos, y estructuras menores, pliegues y esquistosidad. La posición de esta fase dentro del cuadro de las deformaciones hercinianas es muy clara, ya que los pliegues antes citados deforman la esquistosidad primaria y son a su vez cortados por la esquistosidad de crenulación de la fase 3.

En una publicación previa (MARCOS 1971 b), dimos ya a conocer las principales características de las estructuras originadas durante esta fase de deformación, que había pasado desapercibida hasta el momento.

L a s g r a n d e s e s t r u c t u r a s.—Como ya se ha indicado anteriormente las únicas grandes estructuras originadas en relación con esta fase son cabalgamientos, ya que los pliegues asociados nunca sobrepasan la escala métrica.

Los principales cabalgamientos dentro del área estudiada se sitúan en el límite entre las unidades del Eo y del Navia, antes citadas en la descripción regional, existiendo otros de menor envergadura repartidos por toda la región considerada (fig. 33).

E l c a b a l g a m i e n t o d e L o s O s c o s.—Este accidente, que se extiende a lo largo de más de 50 Km. con un trazado aproximado N-S, tiene una gran importancia, ya que separa dos dominios paleogeográficos distintos: al E, el Dominio del Navia, con una sucesión completa y espesa desde el Cámbrico al Ordovícico superior, y al W, la escama de Sta. Eulalia de Oscos, con laguna estratigráfica desde el Ordovícico inferior al Silúrico y correspondiente al Dominio del manto de Mondoñedo. Este hecho

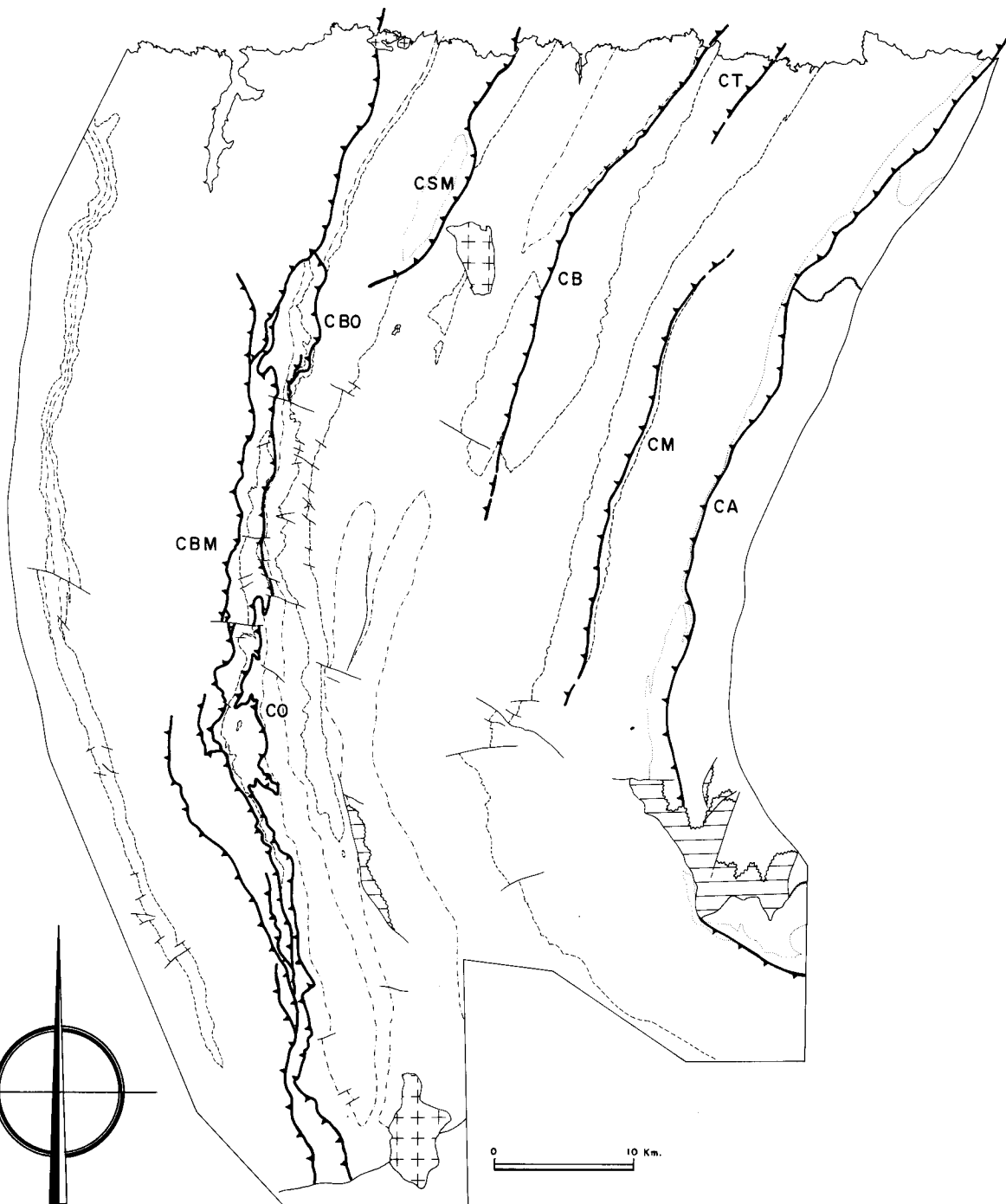


Fig. 33.—Situación de los principales cabalgamientos en el Occidente de Asturias. De W a E: cabalgamiento basal del manto de Mondoñedo (CBM), de Los Oscos (CO), de la Bobia (CBO), núcleo cabalgante del anticlinal de San Martín (CSM), cabalgamiento de Barayo (CB), de Tourán (CT), de Montefurado (CM) y de Allande (CA).

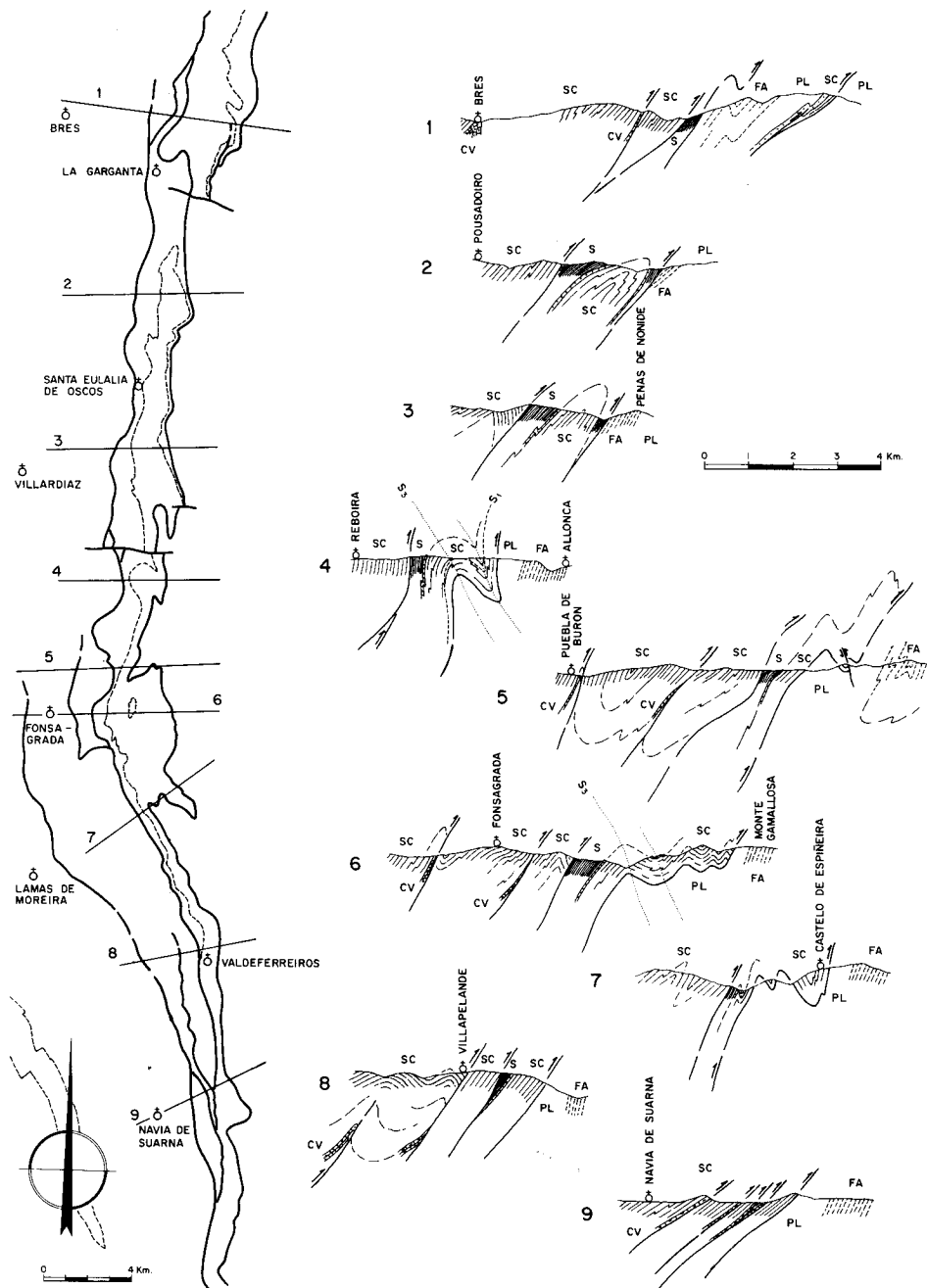


Fig. 34.—Cortes seriados a través del cabalgamiento basal del manto de Mondoñedo y del cabalgamiento de Los Oscos. CV, Caliza de Vegadeo. SC, Serie de los Cabos (punteado, cuarcita superior). PL, Pizarras de Luarca. FA, Formación Agüeira. S, Silúrico. S₁ y S₃ esquistosidades de 1.^a y 3.^a fase.

presupone por sí solo la existencia de un largo desplazamiento tangencial para la escama de Sta. Eulalia de Oscos.

El cabalgamiento se puede seguir sin dificultad desde los alrededores del Alto de la Garganta (al N), donde se pierde por debajo del cabalgamiento basal del manto de Mondoñedo, hasta el pie de la Sierra de los Ancares (fig. 34). Entre esta última localidad y Nonide, en los Oscos, la superficie de cabalgamiento se mantiene aproximadamente paralela a la estratificación del conjunto cabalgante, que muestra una sucesión isoclinal normal desde el Cámbrico superior-Ordovícico inferior al Silúrico alto. A partir de Nonide hacia el N, el cabalgamiento corta en el compartimiento cabalgante el flanco inverso de una estructura anticlinal de primera fase, perfectamente dibujada por la cuarcita del Ordovícico inferior, y a partir de entonces son las ampelitas silúricas las que pasan a cabalgar al Ordovícico medio-superior de la unidad del Navia.

Por lo que respecta a los materiales situados en el compartimiento cabalgado, éstos mantienen también aproximadamente su paralelismo con la superficie de cabalgamiento a lo largo de varios kilómetros; dichos materiales corresponden siempre al Ordovícico medio y/o superior.

En general, la superficie de cabalgamiento se sitúa próxima a la vertical o se inclina ligeramente al W; esta verticalización es debida principalmente a la superposición de los grandes pliegues correspondientes a la tercera fase hercíniana, ya que en algunas localidades, principalmente al E de Fonsagrada y algo más al N, hacia Los Oscos, la superficie de cabalgamiento llega a dibujar completamente antiformes y sinformes vergentes al W (fig. 34). Cartográficamente este plegamiento se traduce en un trazado festoneado de la superficie de cabalgamiento. En estas localidades, este fenómeno parece encontrarse agudizado por la existencia de flexiones de traza axial E-W relacionadas con deformaciones póstumas que producen cabeceos en los ejes de los pliegues de tercera fase; como consecuencia de ello la superficie de cabalgamiento adopta una forma curvilinear compleja (fig. 35).

Asociados al cabalgamiento principal y a cabalgamientos de menor envergadura relacionados con él, se desarrollan a todo lo largo de su trazado pequeños pliegues monoclinicos con una esquistosidad axial de crenulación que deforma la esquistosidad primaria. Sobre las características e interpretación de estas estructuras se tratará más adelante al describir las estructuras menores correspondientes a esta fase.

Es interesante señalar que a un lado y otro de los cabalgamientos que separan las unidades del Eo y Navia parece existir un cambio en el estilo de los pliegues de primera fase, señalado por una disminución brusca de su relación altura-anchura (H/W de HANSEN 1971), desde el compartimiento cabalgante al cabalgado. Este hecho corrobora la hipótesis de largos desplazamientos tangenciales a lo largo de estos cabalgamientos.

El cabalgamiento basal del manto de Mondoñedo.—Al W de la escama de Sta. Eulalia de Oscos o de la unidad del Navia se encuentra la unidad del Eo, relacionada directamente con el manto de Mondoñedo, tanto desde el punto de vista estratigráfico como tectónico, y cuyo límite con las zonas más externas anterior-

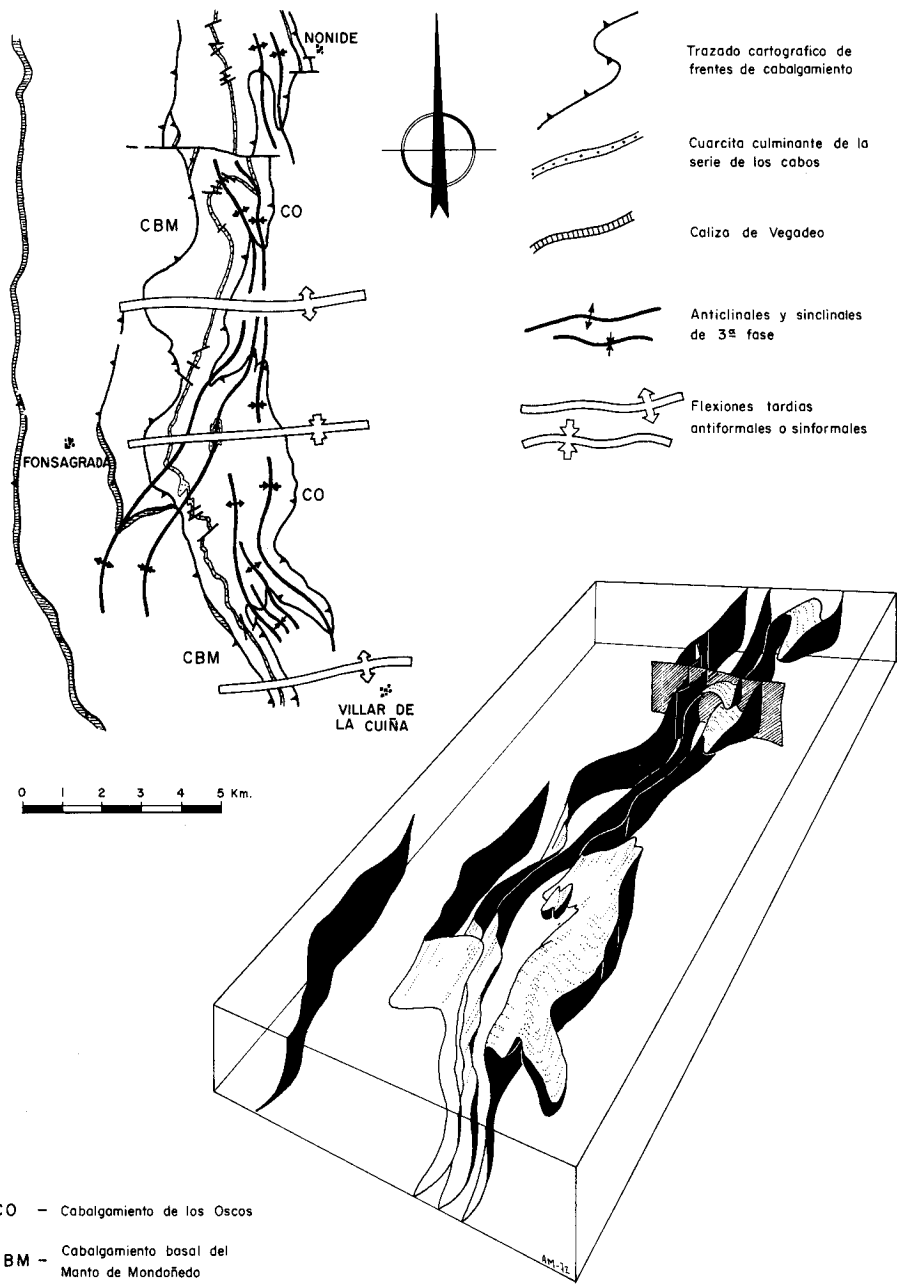


Fig. 35.—Replegamiento de la superficie de cabalgamiento de la escama de Sta. Eulalia de Ocos al E de Fonsagrada.

mente citadas está constituido siempre por un cabalgamiento. Este accidente se extiende en la región considerada de N a S desde los alrededores de Salave, en la costa, hasta la Sierra de los Ancares, formando un ligero arco con la concavidad hacia el E, al igual que el resto de las estructuras de la región (ver fig. 33 y 34). Los datos existentes sobre la zona situada al sur de la región estudiada, permiten apreciar que este accidente se prosigue al sur de los Ancares, pasando por Ponferrada hasta los alrededores de Astorga, donde queda oculto bajo el Terciario de la Meseta (MATTE 1968 b, NOLLAU 1968) y que dibuja por tanto la totalidad del arco que describen las estructuras hercinianas en el NW de la Península.

En el esquema de la figura 34 puede apreciarse que este accidente no es un cabalgamiento simple, sino que de S a N se van diferenciando una serie de escamas que adoptan una disposición en relevo. Así, de S a N se van diferenciando las escamas de Cuiñas, Marcelín, Fornos da Cal, Labiada, Espina y Añides, cada una de las cuales se sitúa a su vez más al E que la precedente. Todas estas escamas poseen características muy similares; así, todas ellas ocupan una posición semejante con respecto a las adyacentes y en todas las dolomías de la Formación Vegadeo constituyen de un modo más o menos continuo el nivel cabalgante. Las superficies de cabalgamiento de alguna de ellas acaban hacia el N en el núcleo de pliegues anticlinales de primera fase (como sucede netamente con las de Cuiñas, Fornos da Cal y Espina).

Todas estas superficies de cabalgamiento se inclinan hacia el W o se mantienen subverticales, y en general son subparalelas a la estratificación y estructuras de primera fase en los conjuntos cabalgante y cabalgado, lo mismo que sucede con el frente de cabalgamiento de la escama de Sta. Eulalia de Oscos, antes descrita.

Entre la escama de Sta. Eulalia y el cabalgamiento basal del manto de Mondoñedo se sitúa al NE de Fonsagrada una pequeña escama (escama de Penamaría) cuyas características son diferentes a las de las anteriormente citadas, ya que la cuarcita del Ordovícico inferior constituye el material cabalgante y sobre ella se encuentra un Ordovícico medio que ha podido ser datado paleontológicamente y que la diferencia claramente de la escama de Sta. Eulalia; esta pequeña escama, cortada en dos mitades por una fractura póstuma, tiene un trazado no superior a los 2 Km. y se pierde por debajo del frente de la escama de Labiada.

El cabalgamiento de Barayo.—Este accidente se extiende de N a S a todo lo largo del flanco normal del anticlinal de Villayón, desde la playa de Barayo hasta la Sierra de Carondio (fig. 33); es sin duda el cabalgamiento más importante dentro de la unidad del Navia, ya que a un lado y otro de él las diferencias en la sucesión estratigráfica son bastante marcadas. En efecto, en el compartimiento cabalgante los tramos cuarcíticos culminantes de la Serie de los Cabos son mucho menos espesos (200 m. en los anticlinales de Fuentes Cabadas y Doiras), que en el cabalgado (800 m. en el anticlinal de Villayón), la sucesión de las Pizarras de Luarca es asimismo diferente y sobre todo, la Formación Agüeira muestra facies diferentes a uno y otro lado (turbidíticas al W y no turbidíticas al E).

Entre la Sierra de Carondio y el paralelo de Boal, donde el anticlinal de Fuen-

tes Cabadas se superpone directamente al de Doiras, la existencia de este cabalgamiento es incontestable. Hacia el Norte, sin embargo, se mantiene un paralelismo casi perfecto entre los materiales cabalgantes y cabalgados, y esto, unido al hecho de que se produzca la superposición de terrenos relativamente más modernos sobre más antiguos, hace que pueda pasar prácticamente desapercibido.

Sin embargo, a todo lo largo de él, las cuarcitas cabalgadas se encuentran intensamente brechificadas (la trituración en la punta del Cabo Cuerno es espectacular y se extiende más de una decena de metros por debajo del cabalgamiento), y las diferencias en la sucesión estratigráfica a uno y otro lado del anticlinal de Villayón serían sin su existencia muy difíciles de explicar (particularmente en la costa, donde este anticlinal tiene una anchura inferior a 1 Km.).

Desde la Sierra de Carondio hacia el Sur, donde se ponen en contacto materiales de igual naturaleza (Pizarras de Luarca) e incluso la estratificación es difícil de evidenciar, su trazado no puede ser deducido por los métodos cartográficos clásicos, y posiblemente sólo un análisis estructural muy detallado de esta área permitiría proseguirlo hacia el Sur.

Como puede apreciarse por su trazado cartográfico, la superficie de cabalgamiento se inclina ligeramente al W, manteniéndose próxima a la vertical.

La falla de Allande.—Limitando la unidad del Navia y el antiforme del Narcea se sitúa un importante accidente tectónico que se sigue desde los alrededores de Ballota (en la costa) hacia el Sur, para chocar—fuera ya de la región estudiada—contra la falla transversal de Ancares-Villablino (fig. 33). La superficie de fractura se dispone próxima a la vertical o ligeramente inclinada hacia el Oeste, y se mantiene en líneas generales paralela a la estratificación de los materiales paleozoicos situados en el labio occidental. La fractura intersecta sin embargo con un ángulo alto a diferentes formaciones del Paleozoico inferior en el extremo Norte (desde Navelgas hasta la costa) y Sur (a partir del Puerto del Rañadoiro) del labio oriental; en todo el sector central de este labio se sitúan materiales precámbricos del núcleo del antiforme del Narcea.

Dadas sus características, esta fractura puede ser interpretada como un cabalgamiento hacia el Este originado en el transcurso de la segunda fase herciniana; esta interpretación explica satisfactoriamente el hecho de que la falla se sitúe paralela a la estratificación de los materiales cabalgantes, y la superposición de éstos sobre el Paleozoico en los extremos N. y S. El hecho de que en el sector central se produzca la superposición de terrenos relativamente más modernos (Paleozoico inferior) sobre otros más antiguos (Precámbrico) puede ser explicado sin dificultad, dada la existencia de una deformación importante (primera fase herciniana) anterior al cabalgamiento.

Los cabalgamientos en el resto de la región estudiada.—Dentro de la unidad del Navia existen otros cabalgamientos con características similares a los anteriormente descritos, pero en general con un desarrollo menor. Alguno de ellos, llega a adquirir sin embargo un orden de dimensiones considerable, como sucede con los cabalgamientos de Montefurado, Tourán, La Bobia y el núcleo cabalgante del anticlinal de San Martín (fig. 33), que se describirán a continuación.

El cabalgamiento de Montefurado produce la duplicación de la parte superior del amplio afloramiento de la Serie de los Cabos situado sobre el flanco W del antiforme del Narcea; este cabalgamiento se puede trazar sin dificultad a lo ancho de toda la Hoja de Cangas del Narcea y gran parte de la de Boal, dado que entre los materiales de la Serie de los Cabos que se disponen en los compartimientos cabalgante y cabalgado se sitúa una estrecha franja de Pizarras de Luarca, correspondientes a este último (ver fig. 5). Al N y S de estas Hojas, donde desaparecen por debajo de la superficie de cabalgamiento las Pizarras de Luarca y se ponen por tanto en contacto materiales con características muy similares, el trazado es muy difícil de precisar.

Al W de Luarca, cerca de la ensenada de Tourán, se localiza otro cabalgamiento importante que en la costa produce la superposición de los niveles basales de las Pizarras de Luarca sobre la Formación Agüeira (ver fig. 11). Sus características generales coinciden con las de los cabalgamientos anteriormente descritos. Este accidente se prosigue hacia el Sur hasta los alrededores de la localidad de Montañas, si bien su trazado preciso no se encuentra aún bien establecido.

El anticlinal de San Martín, que en la mayor parte de su trazado es una estructura plegada simple, evoluciona al N, cerca ya de la costa, dando lugar a una estructura imbricada. En efecto desde la altura de Ouria hacia el N, afloran en su núcleo materiales correspondientes al Cámbrico inferior (Formaciones Cándana y Vegadeo), que dibujan un domo alargado en sentido N-S; el flanco normal del pliegue se encuentra sustituido por un cabalgamiento a lo largo de más de 10 Km. entre Brañadesella y Lebreo. Este cabalgamiento se prosigue luego hacia el N, dentro ya de la Serie de los Cabos y alcanza la costa en la playa de Torbas.

Por último, al W del anticlinal de San Martín se desarrolla una nueva escama que se puede seguir desde las inmediaciones de Bustapena, en Los Oscos, hasta los alrededores de Añides, donde desaparece por debajo del frente del cabalgamiento basal del manto de Mondoñedo. Desde el punto de vista paleogeográfico esta escama (que denominaremos de La Bobia) se relaciona claramente con el dominio del Navia, ya que posee un Ordovícico medio y superior, a diferencia de las unidades cabalgantes situadas inmediatamente al W. En Bustapena, el cabalgamiento termina cortado por una falla normal transversal; el valor del desplazamiento parece ser mayor hacia el N, donde el cabalgamiento hace desaparecer en un largo trecho la cuarcita del Ordovícico superior correspondiente al flanco normal del anticlinal de San Martín.

Características generales de los grandes cabalgamientos en el Occidente de Asturias.—De acuerdo con los datos anteriormente expuestos, las características generales de estas estructuras pueden ser resumidas en las siguientes:

1. Las superficies de cabalgamiento se mantienen próximas a la vertical o se inclinan ligeramente al W; esta disposición no es sin embargo original, como puede apreciarse claramente en el cabalgamiento de Los Oscos, sino que es su mayor parte debida a la superposición de los pliegues de la 3.^a fase herciniana. De acuerdo con esto, originalmente estos cabalgamientos debían encontrarse más tendidos de lo que se observa en la actualidad.

2. En gran parte de su trazado las superficies de cabalgamiento se mantienen paralelas o subparalelas a las superficies de estratificación y a las estructuras de primera fase en los compartimientos cabalgante y cabalgado; no obstante, en varias localidades (escama de Sta. Eulalia de Oscos, anticlinal de Fuentes Cabadas, etc.), pliegues de primera fase se encuentran cortados por estos cabalgamientos.

3. En muchas localidades se produce la superposición de materiales modernos sobre otros relativamente más antiguos (p.e., en la escama de Sta. Eulalia de Oscos, materiales silúricos cabalgan sobre otros ordovícicos; en el cabalgamiento de Barayo materiales del Ordovícico medio cabalgan sobre otros del Ordovícico inferior, etc.). Este hecho, aparentemente contradictorio, puede ser explicado en presencia de pliegues anteriores a los cabalgamientos (BILLINGS 1933).

4. Las marcadas diferencias que existen entre la sucesión estratigráfica de los materiales cabalgantes y cabalgados permite suponer grandes desplazamientos a lo largo de muchos de estos cabalgamientos (p.e. los cabalgamientos que separan las unidades del Eo y Navia, que ponen en contacto dominios paleogeográficos muy diferentes).

5. En la mayor parte de los casos estos cabalgamientos aparecen como cizallamientos, sin ninguna relación con los materiales que los limitan. Solamente en las diversas superficies que forman el cabalgamiento basal del manto de Mondoñedo, parece haber jugado un cierto papel la diferencia litológica representada por la presencia del nivel carbonatado de Vegadeo.

6. Cuando los materiales que se sitúan en el compartimento cabalgante o cabalgado son suficientemente plásticos (Pizarras de Luarca y, sobre todo, ampelitas silúricas) se encuentran estructuras menores (pliegues y esquistosidades) asociadas al cabalgamiento.

Las estructuras menores.—Confinados a un estrecho corredor en torno a los cabalgamientos se localizan pliegues y esquistosidades, que han sido anteriormente interpretadas en relación con ellos (MARCOS 1971 b). Estas estructuras menores se desarrollan únicamente cuando los materiales afectados por los cabalgamientos po-

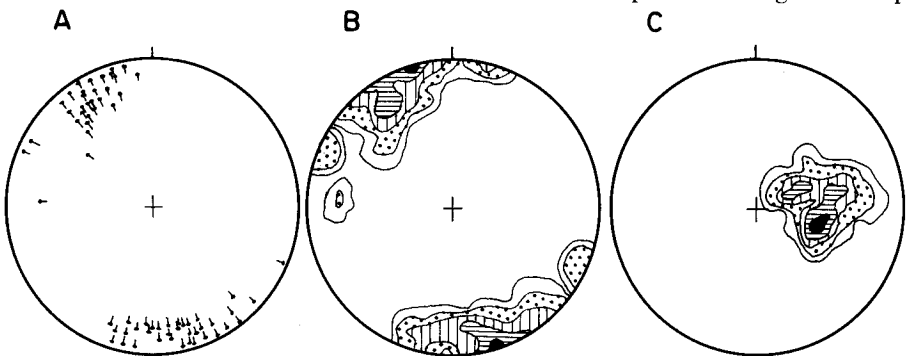


Fig. 36.—Proyección de ejes de micropliegues de 2.^a fase (A) y diagrama correspondiente de frecuencia con contornos a 16, 10, 4, 3 y 1% de área (B). C, diagrama de orientación de la esquistosidad de 2.^a fase en relación con estos pliegues (contornos a 45, 15, 8 y 2% de área). Puente Martul (Oscos).

seen una ductilidad elevada y se encuentran suficientemente afectados por la esquistosidad primaria (ampelitas silúricas, pizarras de la Formación Luarca, principalmente), y se disponen tanto en el compartimiento cabalgante como en el cabalgado.

Los pliegues menores.—Se trata de pliegues de dimensiones reducidas, que no sobrepasan nunca la escala métrica. Generalmente son irregulares (no cilíndricos) y poseen ejes curvos; así, se han constatado variaciones en la dirección de ejes de lotes de pliegues de cerca de 90° en menos de dos metros (fig. 36). Están siempre dotados de un flanco largo y otro corto, es decir, poseen simetría monoclinica (fig. 37, Lám. XXXI, XXXII A, XXXIII A); sólo en las zonas de charnela de los pliegues de primer orden, los pliegues de orden menor llegan a poseer una simetría ortorrómbica (Lám. XXXIII B).

A pesar de la existencia de ejes curvos, su traza axial media se mantiene subparalela al trazado cartográfico de los cabalgamientos, es decir, se dispone aproximadamente N-S, con los ejes de los pliegues subhorizontales. De acuerdo con esto, a grandes rasgos, los pliegues de 2.^a fase son homoaxiales con los de la 1.^a

Por lo que respecta a su mecanismo de formación, se trata de pliegues de tipo pasivo, dotados de una esquistosidad de crenulación (o strain-slip) (S_2) generalmente paralela a sus superficies axiales o en ligero abanico (convergente o divergente) (Lám. XXXII B). En las localidades reconocidas, las superficies axiales de estos pliegues son subhorizontales o ligeramente inclinadas hacia el W (Lám. XXXIV); no obstante, debe tenerse en cuenta que su posición actual es consecuencia de la superposición de los pliegues de la 3.^a fase herciniana y por tanto la disposición original debe encontrarse muy modificada.

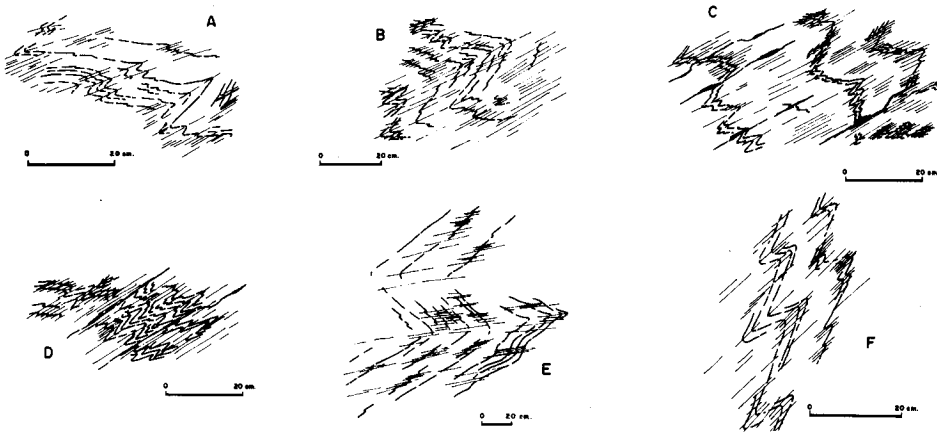


Fig. 37.—Estilo de los pliegues asociados a los cabalgamientos. A, B, C y D en los alrededores de Herias, al S de Luarca. E y F. en la región de Los Oscos (carretera de Villanueva a Sta. Eulalia). Oeste a la izquierda. Según MARCOS 1971 b.

La esquistosidad S_2 .—Acompañando a los pliegues anteriormente descritos se desarrolla una esquistosidad de crenulación (crenulation cleavage o crenulation foliation, strain-slip cleavage, slip cleavage, shear cleavage o transposition

cleavage, de los autores de habla inglesa; schistosité de crénulation o de microplissement, schistosité par plifraction, de los autores franceses), que se dispone con respecto a ellos tal como anteriormente se ha descrito. En el campo, donde como hemos indicado se encuentra por lo general inclinada hacia el W u horizontal, se muestra como superficies planares de discontinuidad muy penetrativas (ver Lám. XXXIV); este mismo hecho puede comprobarse al microscopio: en los niveles pelíticos, dotados de una anisotropía planar muy marcada por efecto de la esquistosidad primaria, los planos S_2 transversales a ella se encuentran muy próximos entre sí, (Lám. XXXV y XXXVI A) y producen un intenso microplegamiento de los minerales micáceos cristalizados en el transcurso de la primera fase. En estos materiales es frecuente que la esquistosidad S_2 se encuentre materializada en forma de superficies visibles de discontinuidad, pero en algunos casos el microplegamiento es poco intenso y la S_2 vendría simplemente representada por las superficies axiales de dichos micropliegues.

Cuando atraviesa niveles competentes (areniscas, cuarcitas) la esquistosidad se manifiesta en forma de superficies de discontinuidad más sinuosas e irregularmente repartidas (Lám. XXXVI B).

La 2.^a esquistosidad intersecta a la primera según ángulos variables; en la lámina XXXV, S_2 es oblicua a S_1 , mientras en la lámina XXXVI A puede apreciarse que S_1 y S_2 son prácticamente paralelas.

En algunas localidades se puede constatar la existencia de dos lotes de esquistosidades de crenulación conjugadas correspondientes a la 2.^a fase, que se intersectan según ángulos comprendidos entre 20 y 40° con respecto a la dirección de acortamiento, y que pueden por tanto ser interpretados como un sistema de «shear». Desde el punto de vista geométrico, cada uno de los lotes que constituyen el sistema conjugado es idéntico, a pesar de lo cual nunca han llegado a observarse en el campo pliegues conjugados; este hecho puede ser debido a que uno de los sistemas se encuentre siempre mejor desarrollado que el otro, o a que exista un cierto desfase en el tiempo de formación de ambos.

En la lámina XXXVII pueden observarse las dos esquistosidades conjugadas de fase 2, desarrolladas en ampelitas silúricas, correspondientes al compartimiento cabalgante del cabalgamiento de Los Oscos; uno de los lotes —el más próximo a la vertical, con movimiento relativo contrario a las agujas del reloj en la figura (S_2)—, deforma en parte al otro— más próximo a la horizontal y con movimiento contrario. Como puede apreciarse en la fotografía, el primero de ellos se orienta próximo a la foliación inicial de la roca (S_1) y se encuentra mucho menos desarrollado que el otro, que produce en ella un marcado plegamiento. Ambos lotes se intersectan según un ángulo de unos 30°.

El hecho de que, por lo general, uno de estos lotes de esquistosidad se encuentre mejor desarrollado que el otro, o que sea el único representado, es debido en gran parte a la disposición de la esquistosidad primaria (S_1) preexistente; así, cuando uno de los lotes de esquistosidad de crenulación se orienta próximo a S_1 es su conjugado el mejor desarrollado. En la figura 38 A se han representado las dos esquistosidades conjugadas de fase 2; cuando una de ellas se sitúa próxima a S_1 (S_2' en B, S_2 en C), es ló-

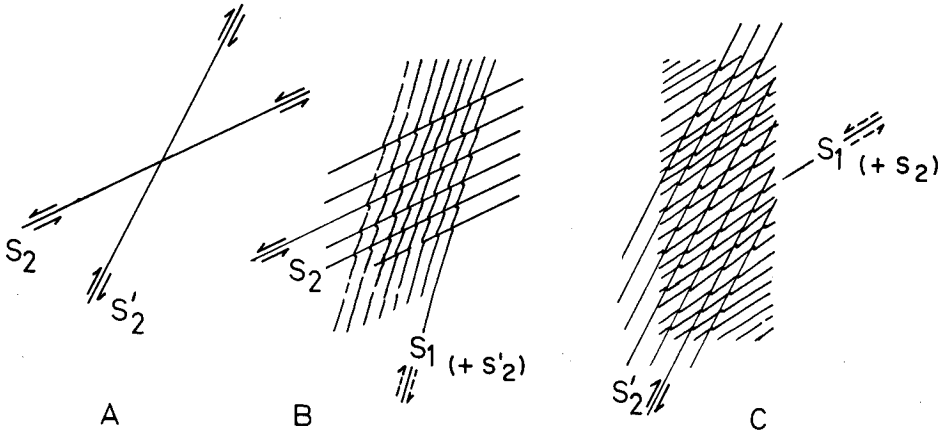


Fig. 38.—Disposición de las superficies S_2 conjugadas (A). Cuando uno de los lotes se sitúa próximo a la esquistosidad S_1 preexistente (S'_2 en B y S_2 en C) es el otro lote el mejor (o el único) representado.

gicamente la otra la mejor desarrollada, ya que en parte los propios planos de S_1 reguarían actuando como S_2 .

Durante el desarrollo de la 2.^a esquistosidad, la recrystalización de minerales debida al metamorfismo es poco importante y, como consecuencia, se deduce que el metamorfismo herciniano debió alcanzar su máxima intensidad con anterioridad a la fase 2 (por tanto, durante la fase 1 o la interfase 1-2) (al menos dentro de la región estudiada). Solamente en la región de Los Oscos, se ha podido apreciar la existencia en las amplitas silúricas de pequeños cristales de cloritoide posteriores a la primera fase y orientados paralelamente a esta segunda esquistosidad, como más adelante veremos.

En la mayor parte de los casos el desarrollo de la esquistosidad S_2 va acompañado por la formación de tectonic banding (en el sentido de DE SITTER 1964) a escala microscópica (ver Láms. XXXV A y XXXVI A).

Otras estructuras menores de 2.^a fase.—La intersección de la esquistosidad S_2 con la esquistosidad primaria define una lineación L_2 de crenulación que da lugar a un microplegamiento en los planos de S_1 ; esta lineación se mantiene como es natural paralela a los ejes de los pliegues de 2.^a fase.

Acompañando a las superficies menores de cabalgamiento se encuentran también en muchas localidades grietas de tensión escalonadas (tensión gashes o fissures) de forma sigmoidal, rellenas generalmente por cuarzo, que pueden ser utilizadas para deducir el movimiento principal. También es frecuente en los planos de estos cabalgamientos menores la presencia de estrías y superficies pulimentadas que pueden ser asimismo utilizadas para establecer la dirección y sentido del desplazamiento.

Relación entre las estructuras menores de fase 2 y las de las fases 1 y 3.—La relación existente entre las esquistosidades 1 y 2 aparece claramente cuando se estudian las láminas delgadas: la esquistosidad 2 de crenulación da lugar a un replegamiento intenso de la esquistosidad primaria

de flujo y deforma los minerales micáceos cristalizados durante la formación de esta última. Este mismo hecho puede constatar-se en el campo a simple vista o con ayuda de una lupa.

En algunas muestras de mano puede ser observada la relación entre las microestructuras de las fases 1, 2 y 3; en la lámina XXXVIII, se puede apreciar un pliegue menor de fase 2, en cuya sección transversal se distinguen pliegues intrafoliares de primera fase, estando la esquistosidad primaria que los acompaña deformada por dicho pliegue. Sobre la superficie del flanco largo se aprecian claramente dos lineaciones: una de ellas (L_2), paralela al eje B_2 , es el resultado de la intersección de S_1 (o $S_1 + S_0$) y S_2 ; la otra (L_3), es oblicua y corresponde a la lineación producida por la esquistosidad de crenulación de la fase 3, que como puede apreciarse corta netamente a la estructura y no guarda relación con ella.

Relación entre las grandes y pequeñas estructuras de 2.^a fase.—Como ya se ha indicado en repetidas ocasiones, las estructuras menores de la 2.^a fase no se encuentran repartidas de un modo uniforme por toda la región estudiada, sino que se localizan tan sólo cerca de los cabalgamientos con los que parecen encontrarse genéticamente relacionadas.

En efecto, de los dos lotes de esquistosidad S_2 antes mencionados, uno se sitúa paralelo a la superficie mayor de cabalgamiento y otro oblicuo, pudiendo constatar-se que en el grupo paralelo el movimiento diferencial de los planos de esquistosidad es el mismo que el de la superficie de cabalgamiento, siendo contrario para el grupo oblicuo (MARCOS 1971 b) (fig. 39). De éste modo, la primera de estas esquistosidades debe ser considerada como sin-tética y la segunda como antitética con respecto al cabalgamiento (HOEPPENER 1955). Generalmente una de ellas suele encontrarse mejor desarrollada que la otra, y este hecho se puede relacionar —como ya se ha indicado con anterioridad— con la disposición de la esquistosidad primaria o, dicho de otro modo, con el ángulo que intersecte el cabalgamiento con la esquistosidad primaria.

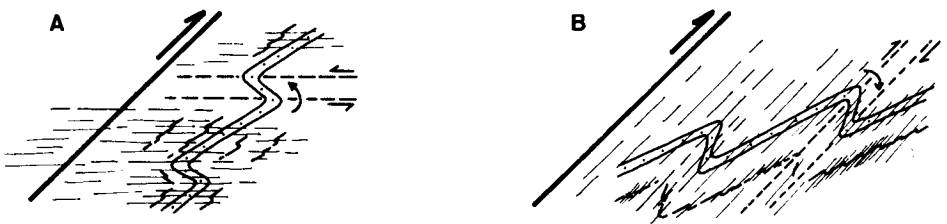


Fig. 39.—Posición de las esquistosidades y pliegues de 2.^a fase con respecto a las superficies de cabalgamiento. A, esquistosidad y pliegues antitéticos, y B, sin-téticos. Según MARCOS 1971 b.

Como consecuencia de todo esto, los pliegues menores se dispondrán de modo diferente según se encuentren asociados a una u otra de las esquistosidades S_2 ; en el caso de relacionarse con la esquistosidad paralela al cabalgamiento, indicarán un sentido de desplazamiento sin-tético con respecto al movimiento principal del cabalga-

miento, y en el otro caso deberán ser antitéticos (ver fig. 39), de acuerdo con las interpretaciones clásicas de HOEPPENER (1955, 1956) y VOLL (1960) (fig. 40).

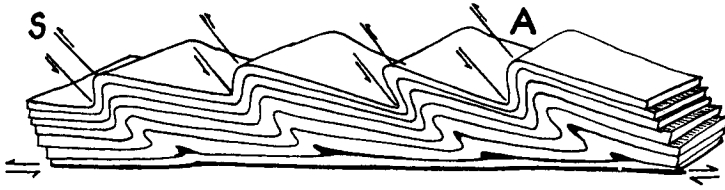


Fig. 40.—Interpretación de pliegues monoclinicos en función de desplazamientos de tipo kink-band. Izquierda: las flechas indican el desplazamiento del plano principal (línea gruesa en la parte de abajo) si los pliegues son interpretados como sintéticos (S para sintéticos, A para antitéticos). Derecha: ídem si los pliegues son antitéticos (A para antitéticos, S para sintéticos). Según VOLL 1960.

La disposición de esquistosidades S_2 y pliegues con respecto a los cabalgamientos puede ser observada con todo detalle en varias localidades en la región de Los Oscos; en particular, a unos 2 Km. de Sta. Eulalia de Oscos, en la trinchera de la carretera que conduce a Villanueva de Oscos, se localiza un buen corte prácticamente transversal al cabalgamiento de Los Oscos (fig. 41). Allí, las ampelitas silúricas cabalgan sobre los niveles cuarcíticos basales de la Formación Agüeira, diferenciándose netamente el plano de cabalgamiento que corta según un ángulo muy bajo a la esquistosidad primaria (S_1) en las ampelitas y se acompaña de una estrecha franja de trituración. Se destaca la existencia de una esquistosidad S'_2 oblicua con respecto al cabalgamiento, que origina pliegues antitéticos de diverso orden de dimensiones sobre la esquistosidad primaria. La curvatura de los ejes de estos pliegues cerca del plano de ca-

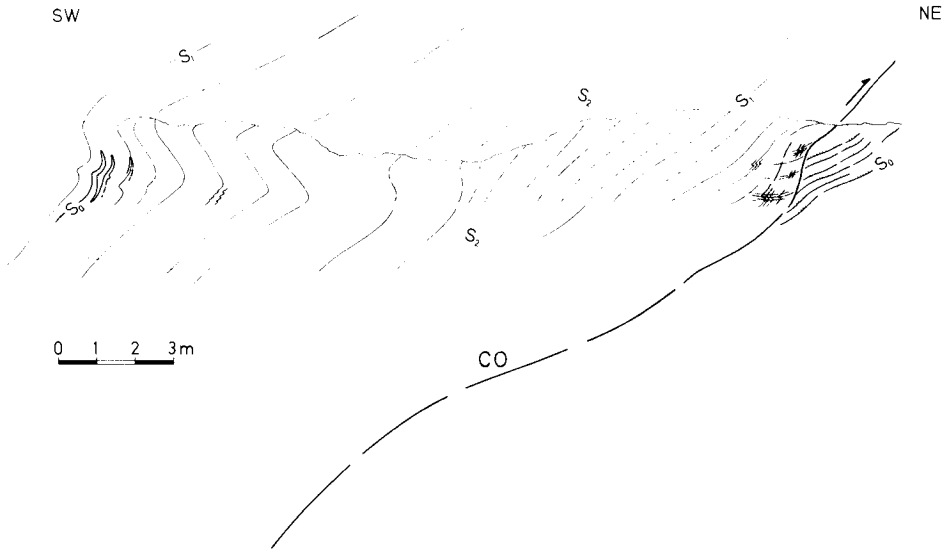


Fig. 41.—Esquistosidad S_2 y pliegues antitéticos en relación con la superficie principal del cabalgamiento de Los Oscos. S_0 , estratificación. S_1 , esquistosidad primaria. Km. 6 de la carretera de Villanueva a Sta. Eulalia de Oscos.

balgamiento es muy espectacular (hasta casi 90°). Incluso pliegues isoclinales de primera fase se encuentran deformados por la segunda esquistosidad (a la izquierda, en la figura 41). El conjunto se encuentra débilmente deformado por efecto de la 3.^a fase herciniana, que da lugar a la disposición ondulada de la esquistosidad S'_2 y a la verticalización de la superficie de cabalgamiento.

En otra localidad sobre esta misma carretera, algo más al Norte, al pie de Martul, pueden observarse cabalgamientos menores asociados con la superficie principal del cabalgamiento de Los Oscos, en niveles pizarrosos de la Serie de los Cabos. Como puede apreciarse en la fig. 42, el cabalgamiento A intersecta a la esquistosidad primaria según un ángulo de unos 45° y se diferencian los dos lotes de esquistosidades S_2 asociadas; de éstas, la paralela al cabalgamiento (S_2) se encuentra mejor desarrollada en el compartimiento cabalgante y la oblicua (S'_2) en el cabalgado (con pliegues antitéticos asociados); en el cabalgamiento B que se mantiene más paralelo a S_1 es la esquistosidad oblicua más efectiva.

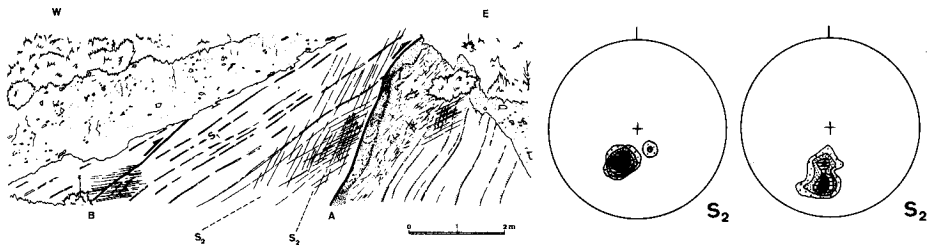


Fig. 42.—Cabalgamientos menores y estructuras asociadas en los alrededores de Martul (Oscos) y diagramas de orientación de las esquistosidades conjugadas de 2.^a fase. En el cabalgamiento A, la esquistosidad sin-tética (S_2) se encuentra mejor desarrollada en el compartimiento cabalgante que en el cabalgado, donde es más efectiva la antitética (S'_2). En relación con el cabalgamiento B, se desarrolla principalmente la antitética (S'_2). Puede apreciarse que en cada caso el lote más efectivo es el que intersecta con ángulo más alto a la esquistosidad primaria. Contornos a 30, 20 y 10 %.

A mucho menor escala, en algunas láminas delgadas, puede comprobarse la existencia de microcabalgamientos con esquistosidades y pliegues asociados, como puede apreciarse en la lámina XXXIX; sobre el papel transparente se ha representado la posición de la superficie de cabalgamiento, que corta el nivel competente de arenisca y pliegues preexistentes de 1.^a fase, y se acompaña en algunos lugares por una ligera milonitización. Una esquistosidad de crenulación (S'_2) deforma la esquistosidad primaria y corta los pliegues de fase 1 formando un ángulo agudo con el cabalgamiento. El sentido de desplazamiento relativo de las superficies S'_2 , indicado por los pequeños pliegues monoclinicos, es contrario al del cabalgamiento. Esta esquistosidad S'_2 se interpreta como conjugada con el microcabalgamiento, y los pequeños pliegues como monoclinales antitéticos con relación al desplazamiento principal. El desarrollo de la esquistosidad S'_2 pudo ser en parte algo posterior al cabalgamiento, o haber rejugado después de su desarrollo, ya que en la parte inferior de la fotografía parece deformarlo ligeramente.

Revisión histórica de datos sobre cabalgamientos y estructuras menores asociadas.—Desde hace muchos años se conoce la existencia de esquistosidades ligadas a cabalgamientos, tanto paralelas (DALE 1896) como oblicuas (SHELDON 1928) (citados ambos en NEVIN 1942 y HILLS 1963). En trabajos más recientes pueden encontrarse referencias más precisas a esquistosidades y pliegues ligados a cabalgamientos (HOEPPENER 1955, 1956, 1960; JOHNSON 1956, 1957, 1958-59). En los trabajos de HOEPPENER se precisa la disposición de ambos tipos de estructuras con respecto a cabalgamientos en la región situada entre Koblenz y Trier, en el valle del Mosela; por lo que respecta a los pliegues antitéticos y esquistosidades oblicuas a los cabalgamientos, la disposición es idéntica a la anteriormente descrita en el occidente de Asturias (fig. 43).

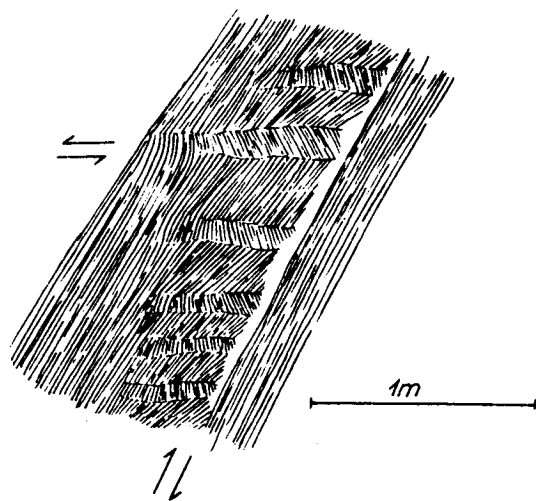


Fig. 43.—Kink-bands relacionados con un cabalgamiento paralelo a la esquistosidad. Según HOEPPENER 1955. Reproducida con la autorización del autor y la Geologische Rundschau.

Los trabajos de JOHNSON se refieren a la zona del «Moine thrust» de Escocia. En esta zona las estructuras son sin duda mucho más complejas que en la región considerada en esta nota y la comparación es por tanto difícil. Así, en la región estudiada, no se han observado pliegues conjugados con ejes paralelos a la probable dirección de transporte del cabalgamiento, como sucede en la zona del «Moine thrust» (1.^a fase de deformación de JOHNSON), y solamente las estructuras desarrolladas en la 2.^a fase establecida por dicho autor podrían ser comparables a las descritas en este trabajo.

En cualquier caso, un estudio comparativo entre las estructuras aquí descritas y las citadas en otros trabajos solamente puede ser abordado después de la realización de un análisis estructural más detallado de la región.

Más recientemente, estructuras semejantes han sido localizadas por RIBERO (1970) en el N de Portugal (Tras-os-Montes), en relación con los cabalgamientos que limitan los macizos precámbricos de Morais y Bragança. En esta región, pliegues y esquistosidades muestran el mismo estilo y características que en el Occidente de Asturias, y sus

relaciones con los cabalgamientos parecen ser idénticas. Conviene destacar además que según dicho autor, estas estructuras corresponden a una fase herciniana situada temporalmente entre la principal y la de «serrage» (al igual que en la región estudiada) y que dichos macizos precámbricos han sido recientemente interpretados (junto con los de Ordenes, Lalín, cabo Ortegal y la «fosa blastomilonítica», en Galicia) como restos de grandes láminas cabalgantes (RIES & SHACKLETON 1971).

LA TERCERA FASE DE DEFORMACIÓN (*)

Es un hecho común en la mayor parte de las cordilleras de plegamiento, que las estructuras más ostensibles sean las originadas en el transcurso de la última fase principal de deformación. En la región estudiada, la 3.^a fase es en efecto la principal responsable de la mayor parte de las grandes estructuras que se deducen de la observación de la cartografía actual. No obstante, en esta región, su existencia no había sido señalada con anterioridad ya que se atribuía a la primera fase muchas de las estructuras originadas en su transcurso (MATTE 1968 b). En una reciente publicación (MARCOS 1971 a) dimos ya cuenta de la existencia y características principales de las estructuras de esta 3.^a fase en el occidente de Asturias.

Durante la 3.^a fase se originan pliegues de diverso orden de dimensiones, desde pliegues de amplitud kilométrica a micropliegues, acompañados por una esquistosidad de crenulación. Estos pliegues tienen planos axiales verticales o inclinados hacia el E, al contrario de los que se originan durante las fases 1 y 2; es por tanto una fase «retro», es decir con vergencias dirigidas hacia el interior de la cordillera.

Las grandes estructuras.—Los grandes pliegues de tercera fase no son observables más que a escala cartográfica; en efecto, si se realiza un corte W-E desde el «anticlinal del ollo de sapo» hasta la Zona Cantábrica, se puede apreciar la existencia de grandes pliegues que deforman el conjunto de las estructuras originadas durante las fases uno y dos, y que son fáciles de trazar si se considera como superficie de referencia la esquistosidad primaria (fig. 44). En este corte, se destacan sobre todo

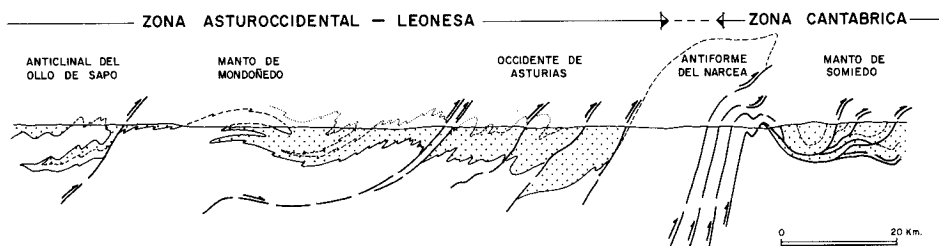


Fig. 44.—Corte esquemático a través de la Zona Asturoccidental-leonesa. En punteado, terrenos paleozoicos. Basado en MATTE (1968 b) para la región del pliegue acostado de Mondoñedo y en JULIVERT (1971) para la Zona Cantábrica.

(*) Esta tercera fase de deformación fue considerada hasta hace poco tiempo en el NW de la Península como 2.^a fase herciniana (MATTE 1968b), debido a que las estructuras que ahora hemos considerado de 2.^a fase (MARCOS 1971b) habían pasado desapercibidas. Debe pues tenerse presente que esta 3.^a fase herciniana es equivalente a la «fase 2» de MATTE.

los pliegues de fase 3 de la región del anticlinal del ollo de sapo y el antiforme del Narcea; en el área ocupada por el manto de Mondoñedo los pliegues 3 son muy laxos y se manifiestan como grandes flexiones. En el occidente de Asturias, los pliegues correspondientes a esta fase son de un orden menor de dimensiones, pero aún de magnitud kilométrica. Como puede observarse, los pliegues 3 poseen a esta escala un radio de curvatura muy grande y este mismo hecho se puede comprobar, como más adelante veremos, en los pliegues mesoscópicos.

En la región estudiada y dentro de la unidad del Eo, no se diferencian grandes estructuras de 3.^a fase, ya que toda la unidad constituye el flanco oriental del gran sinforme de 3.^a fase que deforma el manto de Mondoñedo; a menor escala, existen por supuesto pliegues correspondientes a esta fase.

En la unidad del Navia, se diferencia principalmente varios pliegues sinformales de 3.^a fase cuyo núcleo está formado por la Formación Agüeira (sinclinales de Vilar de la Cuiña, Ibias, Puerto de Vega...); todos estos sinformes flanquean a los grandes pliegues monoclinicos de primera fase, de forma que se desarrollan sobre sus flancos largos. Generalmente estos grandes pliegues son simétricos, con el plano axial vertical o ligeramente inclinado al E; en ellos, la esquistosidad primaria se encuentra plegada, tal como se muestra en la fig. 30.

Por último, el antiforme del Narcea sería también una gran estructura de fase 3, de acuerdo con la descripción antes realizada al tratar de las unidades estructurales.

La traza axial de estos grandes pliegues coincide aproximadamente con la de los pliegues de la primera fase, hecho que se puede comprobar también con las estructuras menores; ambas fases son pues homoaxiales.

Los pliegues menores.—Los grandes pliegues van acompañados por pliegues menores de multitud de órdenes de dimensiones. Comenzaremos refiriéndonos principalmente a los pliegues observables a la escala del afloramiento.

El estilo de estos pliegues es diferente según sea la naturaleza de los materiales sobre los que se desarrollan. En niveles predominantemente cuarcíticos (Serie de los Cabos, por ejemplo), los pliegues son marcadamente flexurales, como puede apreciarse en la figura 45. En estos casos se trata de pliegues cilíndricos o cilindroidales (ver proyección estereográfica en la misma figura), simétricos, de amplio radio de curvatura y flancos suavemente curvados; generalmente sus superficies axiales son subverticales o ligeramente inclinadas al E. Los niveles de baja ductilidad desarrollan una esquistosidad de fractura que se dispone en abánico convergente; en los niveles más dúctiles (pelitas) esta esquistosidad es sin embargo de crenulación y tiende a disponerse paralela a las superficies axiales.

En materiales predominantemente pelíticos, las características de los pliegues menores de la fase 3 son bien diferentes. En primer lugar, los pliegues son de tipo similar, con flancos generalmente rectos y charnelas agudas; debido a la estrechez de las charnelas, en muchos de ellos aparecen superficies macroscópicas de discontinuidad que atraviesan las charnelas de las sucesivas capas plegadas (Lám. XL y XLI).

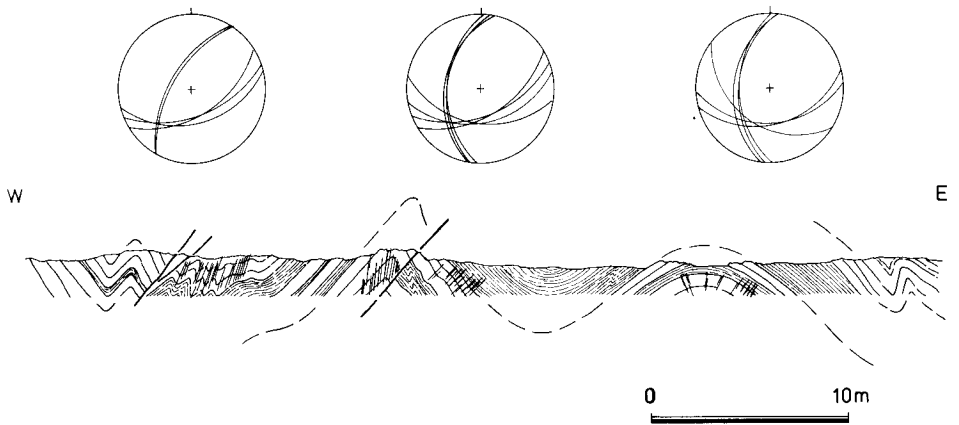


Fig. 45.—Pliegues flexurales de 3.^a fase con esquistosidad en abanico cerca de Santiellos (Allande). Las proyecciones de las direcciones y buzamientos de sus flancos indican su carácter prácticamente cilíndrico.

En la mayor parte de los casos estos pliegues son aproximadamente simétricos y como ya se ha indicado, vergen hacia las zonas internas, pero en ocasiones se originan pliegues asimétricos que aparentemente vergen hacia el E, es decir hacia las zonas externas de la cordillera (Lám. XLII). Este hecho puede interpretarse en función de una inclinación de las superficies de referencia (estratificación o esquistosidad S_1) hacia el W, anterior al desarrollo de los pliegues 3 (y que es lógico suponer dadas las características de las estructuras de fase 1, antes descritas); este fenómeno puede ser reproducido experimentalmente con facilidad utilizando los modelos descritos por O'DRISCOLL (1962), como puede observarse en la Lám. XLIII. Conviene destacar que si bien los pliegues «miran» hacia el E, su vergencia no se realiza en este sentido, entendiendo por vergencia la dirección del transporte tectónico (que en los casos de las láminas XLII y XLIII sería vertical).

La dirección de los ejes de los pliegues menores de 3.^a fase se mantiene como es lógico paralela a la de los ejes de los pliegues 3 mayores (N-S); generalmente estos ejes se sitúan próximos a la horizontal, siendo muy raras las inclinaciones axiales de más de 25°. Con esto tenemos que las direcciones de los ejes de los pliegues de fase 1 y 3 son prácticamente las mismas. No obstante, en algunos lugares es posible localizar en las superficies plegadas por la fase 3 lineaciones correspondientes a la fase 1 plegadas, tal como se muestra en la lámina XLIV; en estos casos debe existir por tanto una cierta oblicuidad entre las estructuras de una y otra fase.

La deformación de las superficies S_0 y S_1 por parte de los pliegues 3, puede observarse en muchas localidades; un buen ejemplo de estratificación y esquistosidad 1 oblicuas y deformadas conjuntamente por pliegues 3, se representa en la lámina XLV.

La esquistosidad S_3 .—Acompañando a los pliegues anteriormente descritos se desarrolla una esquistosidad de crenulación que produce un intenso repliegamiento de la esquistosidad primaria.

Dejando aparte los niveles de baja ductilidad (areniscas, cuarcitas) donde la S_3 se muestra como una simple esquistosidad de fractura, en los niveles pizarrosos —dotados de una anisotropía planar muy marcada por el desarrollo de la esquistosidad de flujo de primera fase— muestra una amplia gama de estilos (fig. 46 y láminas XLVI a LIII). Por lo general, esta diferencia de estilos no se encuentra condicionada por la posición dentro de la región, si bien se aprecia que en el extremo E el desarrollo de la esquistosidad es menos intenso.

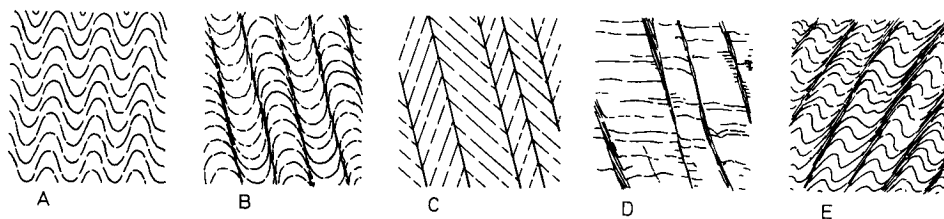


Fig. 46.—Diferentes tipos de esquistosidad de crenulación en el Occidente de Asturias. A, micropliegues sin fracturación (esquistosidad definida por las superficies axiales de los micropliegues). B, crenulación con fracturación debida al estiramiento de los flancos de los micropliegues. C, micropliegues tipo chevron con fracturación en las charnelas. D, esquistosidad de crenulación de tipo kink-band con compresión en las zonas de kink (que pueden ser sustituidas por fracturas). E, esquistosidad de crenulación de tipo kink-band, con distensión y formación de tectonic banding en las zonas de kink y compresión (e incluso fracturación) de los espacios entre las bandas de kink.

Tal como puede observarse en las láminas citadas, esta esquistosidad de 3.^a fase intersecta las superficies precedentes (S_0 y principalmente S_1) según ángulos variables, y su estilo no parece tampoco condicionado por este factor.

En la lámina XLVI pueden observarse diferentes modos de presentarse la esquistosidad S_3 en materiales de características semejantes (esquistos de la Formación Luarca, en todos los casos). Como puede apreciarse, el grado de penetratividad es variable, existiendo o no superficies de fractura paralelas a S_3 ; en todos estos casos, se originan micropliegues monoclinicos sobre la foliación inicial que permiten deducir el movimiento relativo de las diferentes superficies S_3 y que en algunos casos son geoméricamente idénticos a los kink bands. En otras secciones observadas, la simetría de estos micropliegues es diferente, tal como se muestra en la lámina XLVII.

En algunos casos, la fracturación a lo largo de las superficies S_3 es debida a una intensa rotación del material dentro de las pequeñas bandas de kink anteriormente mencionadas; en efecto, si la rotación es muy grande, el material entre dos superficies axiales adyacentes debe encontrarse fuertemente comprimido, ya que, tal como se muestra en la figura 47, en esta zona debe tener lugar una disminución del espesor de los microlitones S_1 , al ser el ángulo α mayor que β . Esta compresión puede ser admitida por el material hasta un cierto punto, superado el cual la banda de kink es destruida y sustituida por una fractura (Lám. XLVIII y XLIX A).

En otros casos, las microfracturas se desarrollan sobre los flancos de micropliegues (Lám. XLIX B) o a lo largo de las líneas de charnela de pliegues de tipo «chevron».

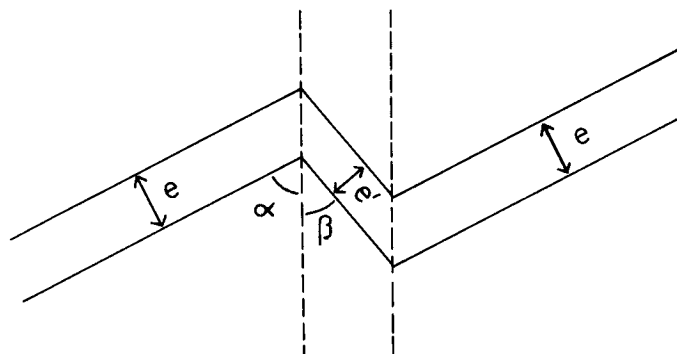


Fig. 47.—Compresión en el interior de una banda de kink. El ángulo que intersecta la superficie axial del kink con la foliación es mayor fuera que dentro de la zona de kink ($\alpha > \beta$) y en consecuencia el espesor de la foliación (e) disminuye dentro de la zona de kink (e'). Basado en RAMSAY (1967).

El tectonic banding acompaña con mucha frecuencia a la esquistosidad 3 y alcanza un desarrollo mucho más notable que el que se origina durante la fase 2; en el campo, esta falsa foliación llega a ser en algunas ocasiones la única estructura visible en las rocas. En las láminas XLIX y LII pueden apreciarse buenos ejemplos de tectonic banding a escala microscópica. El proceso de formación del tectonic banding será tratado más adelante en un capítulo aparte.

En muchas secciones delgadas es frecuente observar la presencia de crenulaciones menores dentro de los microlitones S_3 (Lám. LIII); estas últimas, parecen haberse originado simultáneamente a S_3 ya que quedan confinadas a determinados microlitones y no afectan a la totalidad de la muestra. Estas crenulaciones menores pueden ser consideradas en la mayor parte de los casos como conjugadas con las principales (ver VOLL 1960) y han sido descritas en muchas ocasiones por diversos autores.

Disposición de la S_3 con respecto a los pliegues.—En el campo, la esquistosidad 3 se dispone paralela a las superficies axiales de los pliegues a los que acompaña. A escala microscópica, sin embargo, las relaciones entre la esquistosidad 3 y los pliegues resultan por lo general más complejas. En la lámina LIV podemos observar un buen ejemplo de crenulaciones en relación con un pliegue; se destaca una esquistosidad S_3 de plano axial, que origina un tectonic banding muy manifiesto. Se aprecia además la existencia de otras dos esquistosidades de crenulación; una de ellas, intersecta el flanco derecho del pliegue principal, cortando oblicuamente a la anterior y deformando ligeramente el tectonic banding antes citado. Esta esquistosidad podría interpretarse como conjugada con la anterior, pero originada ligeramente después. La otra, horizontal en la fotografía, es menos marcada y parece también ligeramente posterior a S_3 ; si bien la relación angular no es muy adecuada, podría ser del mismo modo interpretada como una dirección conjugada de la principal.

Este ejemplo puede dar una idea de la complicación que pueden llegar a alcanzar las esquistosidades de crenulación debido al desarrollo de crenulaciones menores asociadas.

Posición sobre el terreno de la esquistosidad S_3 .—En el campo, la esquistosidad S_3 puede encontrarse inclinada hacia el E (raramente con ángulos menores de 45°) o subvertical; nunca se inclina hacia el W ni se dispone próxima a la horizontal, hecho que permite diferenciarla de las esquistosidades anteriores (S_1 y S_2). Si se toma como referencia un corte dirigido de W a E, se puede constatar que el sentido de rotación general de los planos S_3 se realiza en el mismo sentido de las agujas del reloj para un observador mirando al N. Este hecho es particularmente claro cuando la esquistosidad S_3 se manifiesta como pequeños kink-bands.

Conviene también destacar que si bien la esquistosidad S_3 se encuentra representada en toda la región estudiada, no se dispone de un modo absolutamente uniforme; por lo general, se presenta constituyendo «corredores» que alternan con otros en los que solamente se presentan estructuras del tipo de los kink bands, que más adelante se describirán.

Las lineaciones de intersección.—Dada la existencia de dos fases anteriores a la que ahora se describe, deben existir las lineaciones correspondientes a la intersección de S_3 con S_0 , S_1 y S_2 ; de éstas, la más frecuente viene definida por la intersección de S_3 con S_1 (L_3). Esta lineación se dispone en el campo horizontal o débilmente inclinada, según direcciones aproximadamente N-S, y es sensiblemente paralela a los ejes de los pliegues de tercera fase. A diferencia de la L_1 (S_1 sobre S_0), la lineación de intersección de la fase 3 se manifiesta como un microplegamiento intenso sobre las superficies S_1 (Lám. LV A); esto impide que pueda ser confundida con ella. Sin embargo las lineaciones L_2 (S_2 sobre S_1) y L_3 son muy semejantes y debe recurrirse a otros criterios (por ejemplo a la posición del plano de esquistosidad) para su diferenciación en el campo.

La lineación de estiramiento.—En el campo puede apreciarse que diversos objetos preorogénicos se encuentran deformados según una dirección que no coincide con el estiramiento que acompaña a la primera fase; así, en la Formación

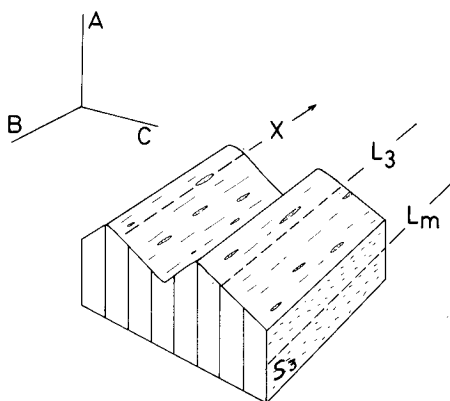


Fig. 48.—Disposición de la fibrosidad mineral (L_m) y la dirección de máxima elongación de objetos preorogénicos (X) con relación a los pliegues de 3.ª fase. L_3 , lineación de intersección. A, B y C, ejes de la fabric.

Agüeira, gran parte de los sole marks se encuentran claramente estirados en la dirección de la lineación de crenulación L_3 , y esto mismo se aprecia en nódulos arcillosos dentro de las Pizarras de Luarca o las ampelitas silúricas. Del mismo modo, en algunas localidades se destaca una fibrosidad mineral paralela a esta lineación.

De acuerdo con esto, el eje B de la fabric —definido por la lineación de crenulación L_3 o los ejes B_3 de los micropliegues— coincide con la lineación de estiramiento y la fibrosidad (fig. 48). Esta relación es bien diferente a la observada en la primera fase (ver pp. y figs. 31 y 32).

Este hecho puede ser explicado teniendo en cuenta la forma arqueada de la cordillera (con la concavidad hacia las zonas externas) y la vergencia hacia las zonas internas de los pliegues de 3.^a fase. Así, adoptando el conocido esquema de CLOOS (1946), durante la 3.^a fase el movimiento (o flujo) sería divergente, mientras que en la fase 1 sería convergente (o paralelo) (fig. 49).

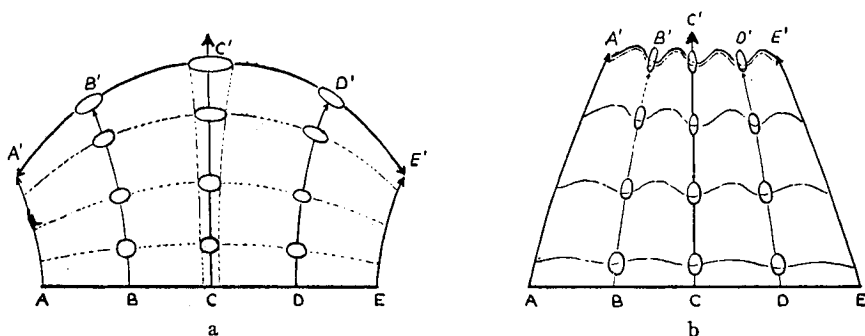


Fig. 49.—Diagramas mostrando movimientos divergentes y convergentes. a) elongación de ooides o cantos perpendicularmente al movimiento C — C'; b) elongación de ooides en la dirección principal del movimiento. Según E. CLOOS (1946). Reproducida con autorización de la Geological Society of America.

LOS KINK-BANDS EN EL OCCIDENTE DE ASTURIAS.

La existencia de kink-bands muy bien desarrollados en los materiales pizarrosos del occidente de Asturias fue señalada ya por MATTE (1968 b, 1969); este autor limita estas estructuras a una estrecha franja situada al W del anticlinal de Villayón y a la región comprendida aproximadamente entre Berducedo y Grandas de Salime, siempre en la proximidad de las cuarcitas de la Serie de los Cabos. Si bien estas áreas citadas por MATTE corresponden aproximadamente a los lugares donde la densidad de los kink-bands es mayor, estas estructuras no quedan en absoluto limitadas a ellas sino que se desarrollan prácticamente por toda la unidad del Navia.

Los kink-bands se originan siempre sobre materiales pelíticos con un fuerte desarrollo en la esquistosidad primaria; se trata de pequeños pliegues asimétricos y angulares de flancos rectos y charnelas muy agudas, estando representadas las superficies axiales, que suelen ser marcadamente planares, por superficies visibles de discontinuidad (láminas LV B y LVI A). El espacio entre dos superficies axiales adyacentes raramente sobrepasa en el occidente de Asturias los 10 cm. Por lo general el ángulo

que forma la foliación dentro y fuera de la zona rotada suele ser igual y próximo a 60°; debido a esto sólo en muy raras ocasiones se observa tectonic banding asociado con los kink-bands (Lám. LVI B).

El análisis detallado de este tipo de estructuras, tanto desde el punto de vista de su tratamiento matemático como experimental, se ha desarrollado mucho en los últimos tiempos y por ello no insistiremos más en su descripción; creemos suficiente referir al lector a los trabajos de DEWEY (1965, 1969), BORG & HANDIN (1966), RAMSAY (1967) y al simposium editado por BAER & NORRIS (1968), donde se podrá encontrar además una extensa bibliografía sobre este tema.

La densidad de los kink-bands es variable según las zonas, pudiendo pasarse en cortas distancias de unas pocas bandas por metro a bandas tan próximas entre sí que dan lugar a la formación de chevron folds (Lám. LVII) (ver también MATTE 1968 b, fig. 97). En algunos casos los kink-bands no son angulares y la foliación se encuentra más suavemente plegada, adoptando una disposición sigmoidal. Cuando esto sucede, una esquistosidad de crenulación fina se desarrolla paralelamente a los planos de kink (Lám. LVIII).

En la región de Berducedo-Grandas de Salime es frecuente el desarrollo de esquistosidades de crenulación oblicuas con respecto a los kink-bands, que ya fueron puestas de manifiesto por MATTE (1969). Este autor puntualiza que cuando los kink-bands se encuentran espaciados, la crenulación se sitúa únicamente dentro de la zona de kink (fig. 50 A), mientras que si las bandas de kink están muy próximas puede llegar a desarrollarse también entre las bandas, con un sentido de desplazamiento contrario (fig. 50 B). Este sistema es interpretado por MATTE como un pliegue en chevron con

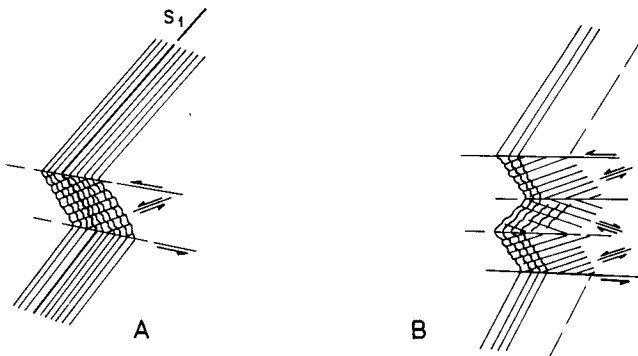


Fig. 50.—Crenulación secundaria en relación con kink-bands en el Occidente de Asturias. A, crenulación en el interior de una banda. B, crenulación afectando a la vez el interior y los espacios entre bandas. Según MATTE (1969), simplificado.

esquistosidad de crenulación dispuesta en abánico. Por nuestra parte hemos podido observar disposiciones como la que se muestra en la figura 51, en que una crenulación fina se desarrolla paralelamente a la banda de kink (ver proyección estereográfica, fig. 51 a), con rotación contraria a las agujas del reloj en la figura, y otra oblicua (fig. 51 b) con rotación en el sentido de las agujas del reloj; este sistema, sugiere más

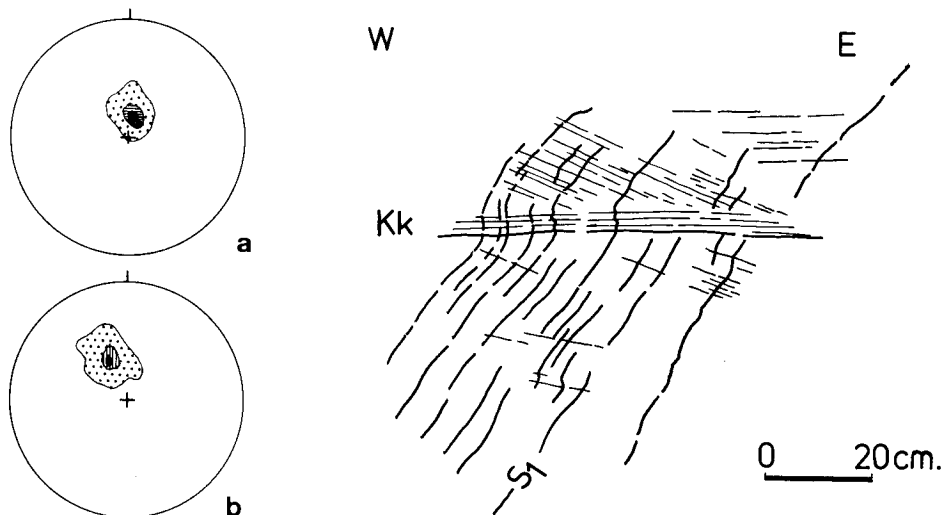


Fig. 51.—Kink-band con dos crenulaciones asociadas, una paralela (a) y otra oblicua (b). En a, contornos a 70 y 40 %; en b, a 60 y 40 %. Carretera de Berducedo a Villarpedre (Km. 60).

bien un «shear» conjugado que una esquistosidad dispuesta en abánico. Puede también comprobarse en muchas localidades que existen todos los términos intermedios entre los kink-bands verdaderos y estructuras más próximas a una crenulación.

En el campo, las superficies axiales de los kink-bands se disponen próximas a la horizontal y dejando aparte las crenulaciones antes citadas que no se presentan de un modo general, no existen kink-bands conjugados con los anteriores. La rotación en las bandas se realiza siempre en el mismo sentido (contrario a las agujas del reloj, para un observador que mira al N).

Las relaciones geométricas existentes entre la esquistosidad primaria y el kinking son muy constantes, como puede observarse en las figuras 52 y 53.

Por lo que respecta a su distribución geográfica, ya se ha indicado anteriormente que se desarrollan intensamente a todo lo largo de la unidad del Navia. Conviene no obstante destacar que si bien en la parte central de esta unidad se encuentran distribuidos de un modo prácticamente uniforme, en otros lugares se localizan a lo largo de corredores N-S de amplitud variable. Esta disposición es particularmente clara en el corte de la costa entre los cabos Cuerno y Busto.

Deformaciones sucesivas de los kink-bands.—En algunas localidades se puede apreciar la existencia de kink-bands con sus superficies axiales deformadas como consecuencia de un plegamiento posterior; este hecho es muy espectacular cerca del Km. 66 de la carretera de Grandas de Salime al embalse sobre el río Navia (Lám. LIX). El plegamiento de estos kinks parece originado en parte por un rejuego de las superficies de esquistosidad; en la lámina LIX B puede observarse con detalle el desplazamiento que ha tenido lugar a lo largo de las superficies S_1 . Sin embargo, las mismas superficies de discontinuidad de los kink-bands actuaron en parte

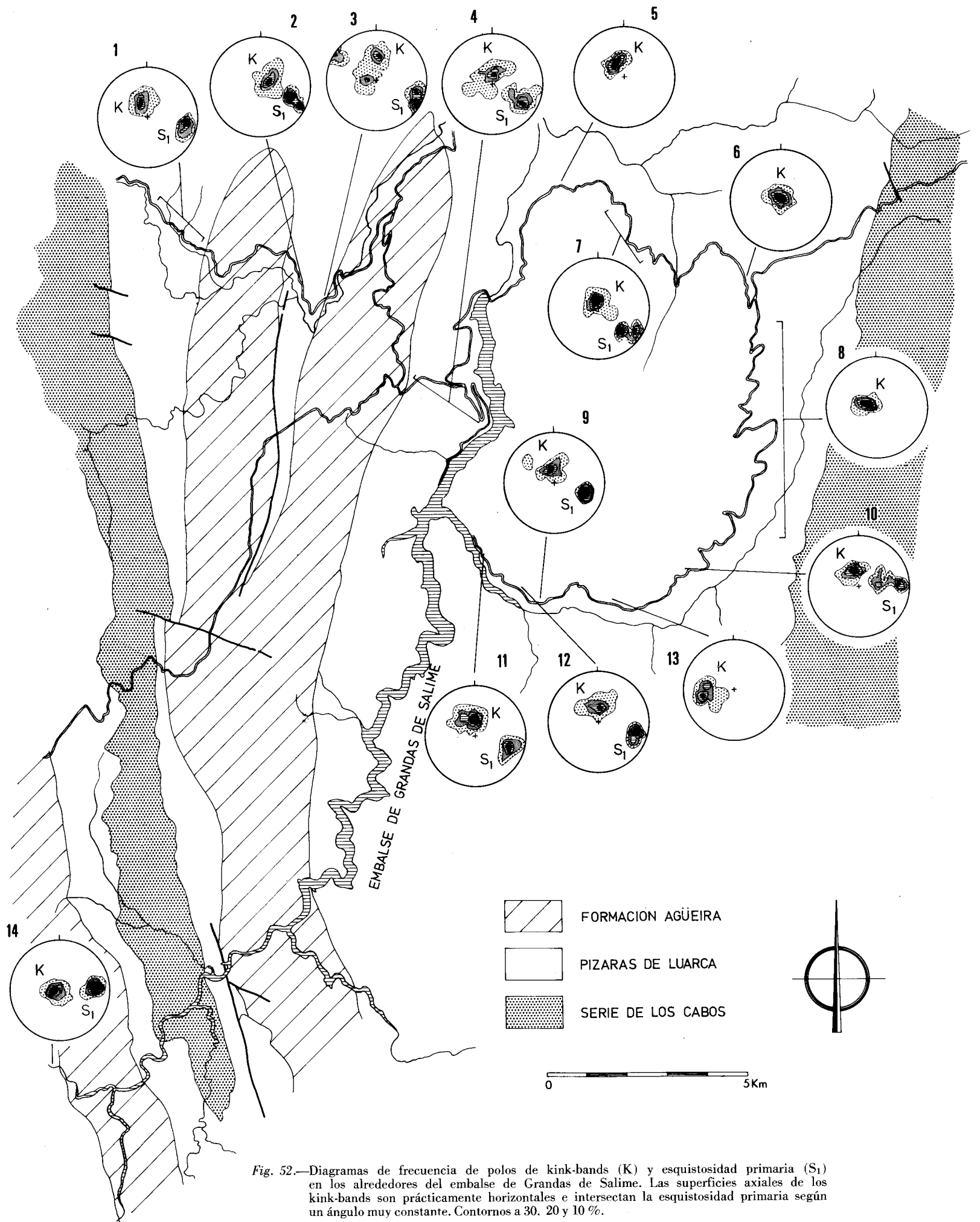


Fig. 52.—Diagramas de frecuencia de polos de kink-bands (K) y esquistosidad primaria (S₁) en los alrededores del embalse de Grandas de Salime. Las superficies axiales de los kink-bands son prácticamente horizontales e intersectan la esquistosidad primaria según un ángulo muy constante. Contornos a 30, 20 y 10 %.

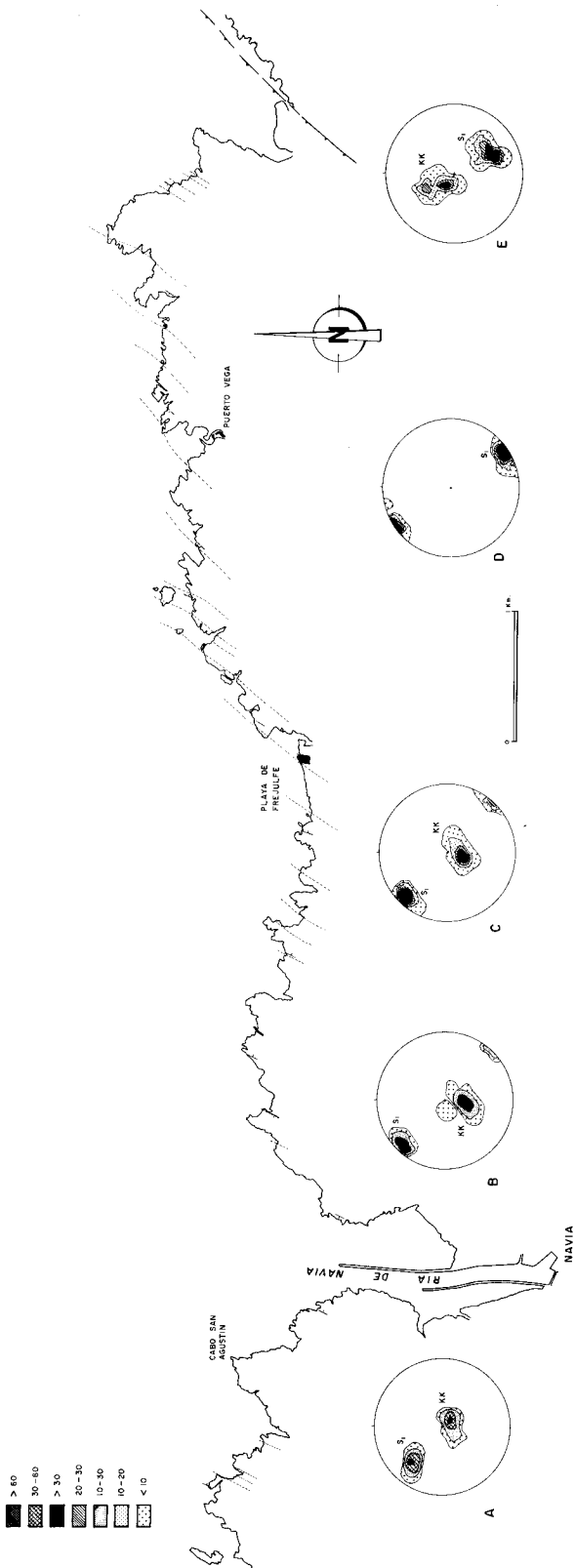


Fig. 53.—Relaciones entre la esquistosidad primaria (S_1) y los kink-bands (KK) en el corte del acantilado de la costa, en los alrededores de Navia.

como directoras del plegamiento, pudiendo observarse sobre ellas estrías perpendiculares a la dirección del eje del pliegue, que indican desplazamientos hacia la charnela en unos y otros flancos. Posteriormente, una nueva generación de kink-bands con el mismo sentido de rotación, se desarrolla sobre todo el conjunto. Este proceso de deformación podría ser considerado como un caso de deformación progresiva (fig. 54).

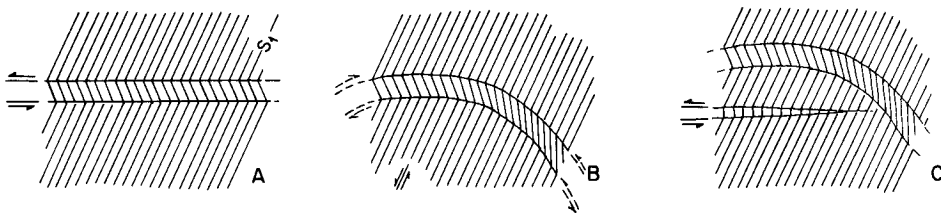


Fig. 54.—Deformaciones sucesivas de los kink-bands. A, formación de una banda de kink afectando a la esquistosidad primaria (S_1). B, plegamiento posterior de la misma; en el campo se aprecian movimientos relativos a lo largo de las superficies S_1 en relación con el plegamiento, pero también se observan estrías sobre las superficies axiales de los kink, que indican que —al menos en parte— estas últimas han actuado como directoras del plegamiento, resbalando unas sobre otras. C, formación de nuevos kink-bands con las mismas características de los primeros.

El desarrollo temporal de los kink-bands: relación con la 3.^a Fase herciniana.—Los kink-bands fueron considerados por MATTE (1969) como estructuras tardías, originadas con posterioridad a la que ahora denominamos Fase 3, e interpretados en función de una distensión E-W, que daría lugar además a una serie de fallas N-S de distensión (paralelas a las estructuras hercinianas anteriores). Es evidente que dada la disposición próxima a la vertical de la esquistosidad primaria en la zona reconocida por MATTE (alrededores de Berducedo), resulta problemático invocar una contracción vertical y que una distensión tangencial parece más adecuada; sin embargo hay que hacer notar que en el occidente de Asturias prácticamente no existen fallas directas N-S. Las únicas superficies de fractura dispuestas N-S son cabalgamientos en relación con la 2.^a fase herciniana y anteriores en cualquier caso a los kink-bands.

En ciertas localidades donde se encuentran juntos los kink-bands y la esquistosidad de crenulación de 3.^a fase, parecen deducirse relaciones mutuas. Tal es el caso del sector de la costa comprendido entre Cabo Cuerno y el Carretón (fig. 55); en muchas localidades dentro de este sector se pueden observar un desarrollo conjunto de kink-bands y esquistosidad S_3 . Como puede apreciarse en las proyecciones estereográficas, los planos de kink-bands y esquistosidad S_3 se intersectan según ángulos variables entre 30 y 65°, con una mayor frecuencia de ángulos de 60°. El sentido de rotación es siempre contrario para unos y otros planos. Un hecho que interesa destacar es que existe un paso gradual de crenulaciones verdaderas a kink-bands y viceversa, es decir que la crenulación (S_3) se presenta muchas veces constituyendo kink-bands y del mismo modo los kink-bands pueden pasar a crenulaciones (ver esquemas en la misma figura).

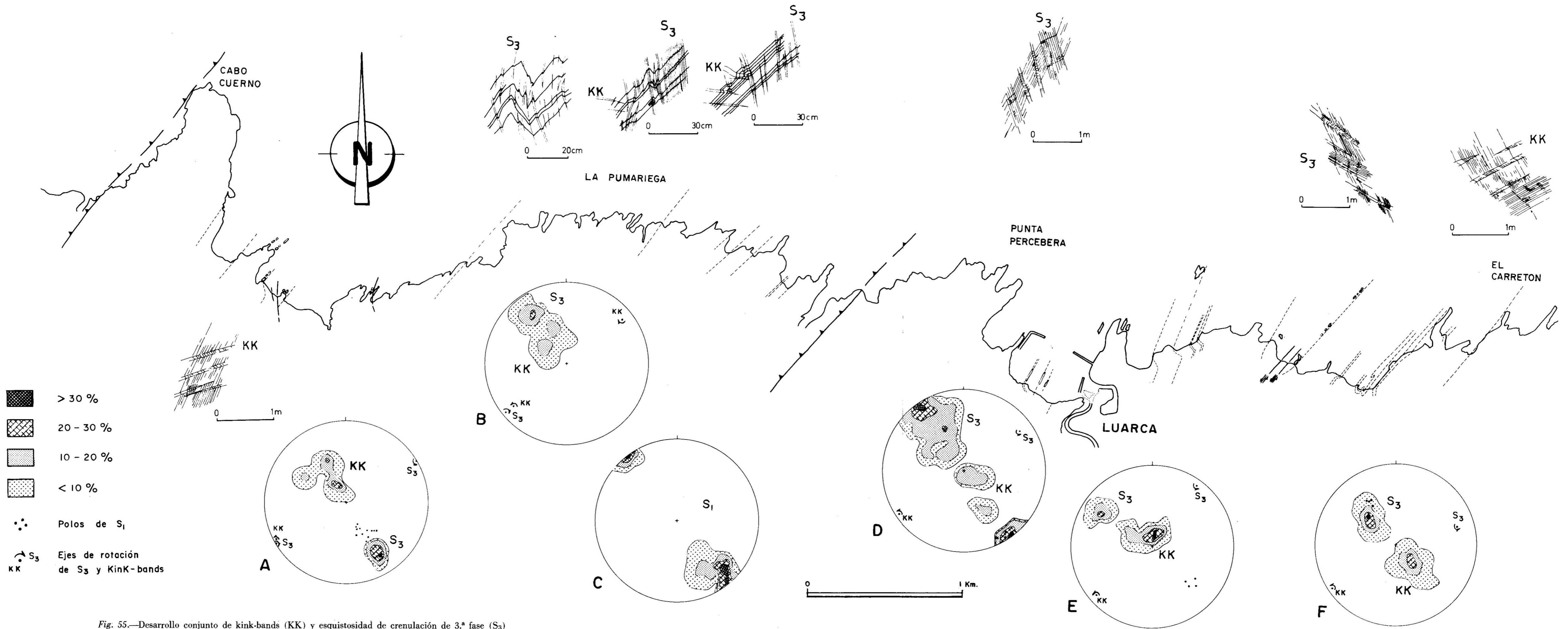


Fig. 55.—Desarrollo conjunto de kink-bands (KK) y esquistosidad de crenulación de 3.^a fase (S₃) en la costa de los alrededores de Luanca. En los esquemas de la parte superior puede apreciarse que existen dos lotes de superficies de discontinuidad que corresponden a la esquistosidad de crenulación y a los kink-bands; se nota así mismo que la crenulación se manifiesta en ocasiones como kink-bands y que los kinks verdaderos pasan a crenulaciones. En los estereogramas se representan los contornos de porcentajes de polos de S₃ y KK, y los ejes de rotación de ambos. El diagrama C corresponde a la esquistosidad de crenulación y a los kink-bands; se nota así mismo los polos de S₁ en los distintos diagramas evidencia claramente su deformación.

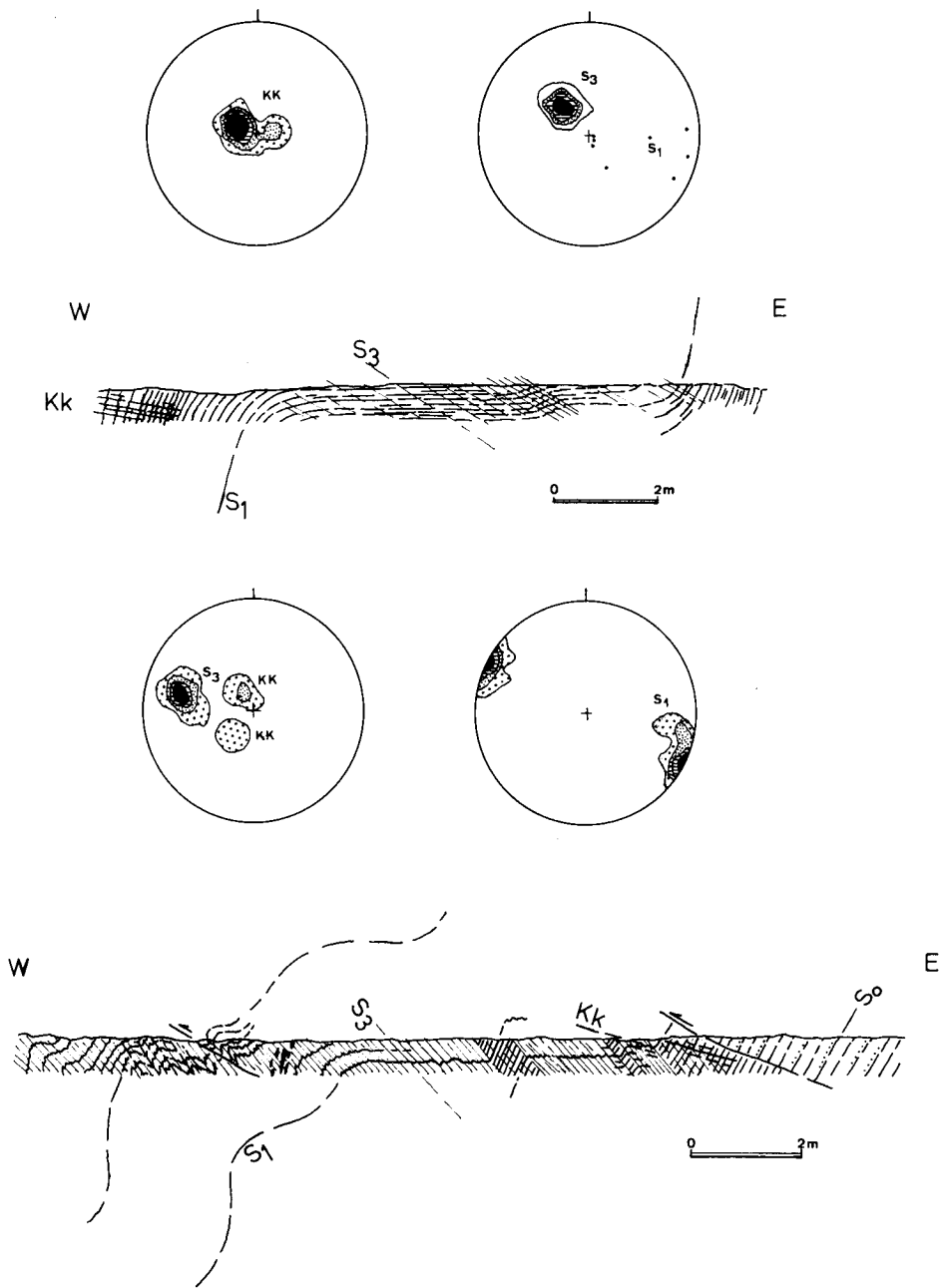


Fig. 56.—Desarrollo conjunto de kink-bands (KK) y esquistosidad de crenulación de tercera fase (S_3) en dos localidades distintas, con diagramas de frecuencia de polos. Arriba, alrededores de Berduedo (S_1 , polos de la esquistosidad primaria). Abajo, Lago (Allande) (S_0 , estratificación; el diagrama de S_1 corresponde a un sector seleccionado del corte, no a su totalidad). En ambos, contornos a 30, 20 y 10 %.

El desarrollo de estructuras conjugadas no es sin embargo muy frecuente y sólo en unas pocas localidades se pueden observar pliegues conjugados (Lám. LX); este hecho es debido a la disposición en corredores paralelos y alternados de la S_3 y los kink-bands.

Fuera de este sector existen otras localidades donde la crenulación S_3 y los kink-bands se desarrollan conjuntamente. En la figura 56 se representa un corte localizado en las inmediaciones de Berducedo, donde se diferencian claramente ambos tipos de estructuras, intersectándose según un ángulo de unos 50° (ver proyección estereográfica). En las inmediaciones de Lago, cerca del contacto Serie de los Cabos-Pizarras de Luarca puede observarse este mismo hecho (fig. 56); aquí los kink-bands y la crenulación S_3 se intersectan según un ángulo de unos 25° y la rotación en las zonas de kink se realiza en el mismo sentido que en el corte anterior; en ambos cortes no es posible reconocer el desplazamiento relativo de los planos de crenulación, ya que no se manifiesta nunca como kink-bands.

De todos estos casos parece deducirse una estrecha relación entre la crenulación S_3 y los kink-bands, que aparecen como estructuras conjugadas originadas en el transcurso de la misma fase. La aparición de la esquistosidad S_3 siempre próxima a la vertical o de los kink-bands siempre horizontales, podría depender de la disposición original de la esquistosidad primaria que permitiría según los casos el desarrollo de uno u otro de los lotes conjugados.

LAS DEFORMACIONES PÓSTUMAS

Después del desarrollo de la 3.^a fase herciniana la estructura geológica del occidente de Asturias se encuentra ya prácticamente constituida. Las estructuras que se originan después corresponden a un estilo marcadamente frágil y muchas de ellas no tienen importancia suficiente como para ser objeto de un estudio detallado. Dentro de las más importantes se pueden considerar:

- Pliegues laxos de traza axial E-W.
- Diaclasas y fallas radiales.
- Fracturas longitudinales.
- Decrochements NE-SW.

Los pliegues E-W.—En algunas localidades dispersas se pueden encontrar pliegues laxos o flexiones de amplio radio de curvatura, de traza axial E-W; estos pliegues deforman las estructuras hercinianas principales y no van acompañados de esquistosidad, aunque en algunos casos existe una fracturación macroscópica radial de los niveles competentes plegados (fig. 57). En la mayor parte de los casos se trata de flexiones de escala decimétrica o incluso kilométrica que no se observan directamente en el campo, algunas de las cuales han sido ya citadas anteriormente (ver pág. 67).

Por su disposición, estos pliegues podrían relacionarse con el sistema de pliegues radiales o transversales descritos en la Zona Cantábrica (MARCOS 1968 b; JULIVERT, PELLO & FERNÁNDEZ-GARCÍA 1968; JULIVERT & MARCOS, in litt.), si bien debe

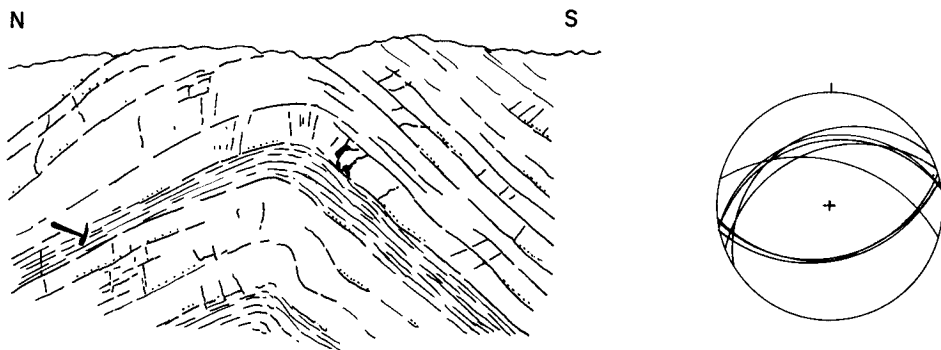


Fig. 57.—Pliégue E-W prácticamente cilíndrico (véase proyección estereográfica) en el Mazo, al Sur de Villanueva de Oscos.

tenerse en cuenta que en el occidente de Asturias no llegan nunca a adquirir la importancia que tienen en dicha zona.

El sistema radial de diaclasas y fallas.—Adoptando una disposición radial con respecto al arco que describen las estructuras hercinianas en la región estudiada, se desarrollan diaclasas muy marcadas (de acuerdo con PRICE 1966, podrían ser consideradas como diaclasas «sistemáticas»); la dirección de los planos de estas diaclasas, que son siempre subverticales, es predominantemente NW-SE al N y SW-NE al S (fig. 58). No existen datos suficientes para deducir si esta variación es gradual o si por el contrario se trata de dos lotes de diaclasas conjugadas.

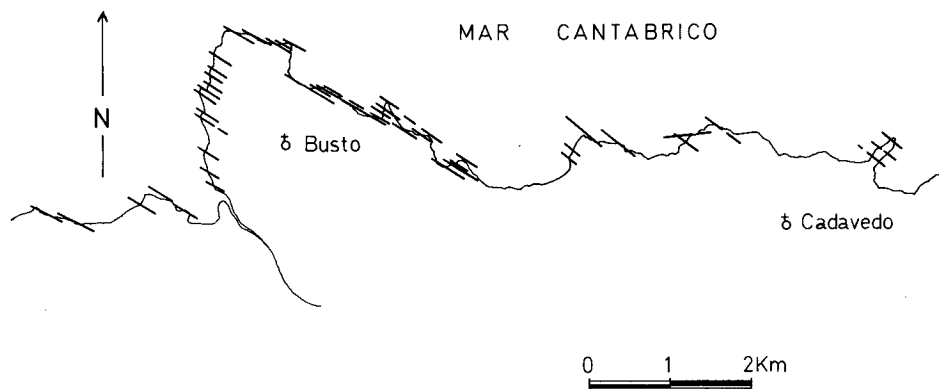


Fig. 58.—Disposición de las diaclasas sistemáticas en la costa cantábrica, entre Cadavedo y Cabo Busto.

Dada la induración que han sufrido todas las rocas en el transcurso de la orogénesis herciniana, las diaclasas se desarrollan en todo tipo de materiales prácticamente con la misma morfología; las superficies de las diaclasas son marcadamente planares y en la mayor parte de las localidades se repiten paralelamente de modo uniforme en las rocas y a distancias relativamente cortas para este tipo de estructuras

(20-40) cm., de forma que pueden ser tratadas como superficies penetrativas de discontinuidad. Las variaciones de dirección que experimentan en diversas estaciones dentro de una misma zona son muy pequeñas (fig. 59). En materiales pizarrosos bien competentes (Pizarras de Luarca), aparecen sobre sus superficies ornamentaciones del tipo de las «augen fractures» y «rib structures» (PRICE 1966, pp. 121-123).

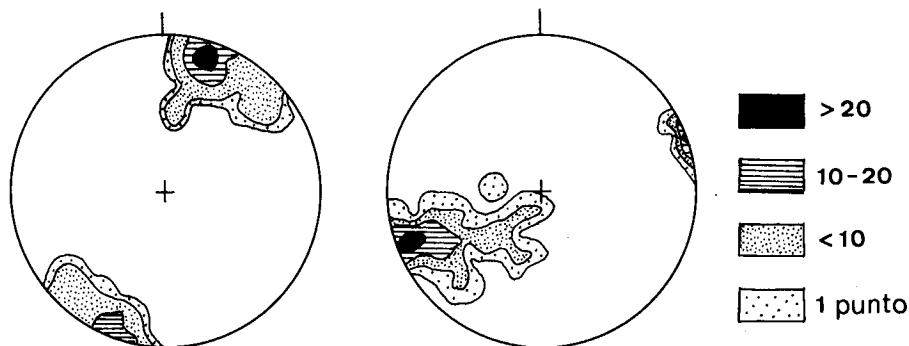


Fig. 59.—Diagramas de orientación de polos de diaclasas en el triángulo Alto del Palo-Santiellos-Pola de Allande. En el campo se destaca un grupo de diaclasas subverticales aproximadamente WNW-ESE (izquierda) y otro NW-SE con inclinaciones más variables y menos manifiesto (derecha).

En algunas localidades se ha podido comprobar en niveles pizarrosos la existencia de kink-bands de superficies axiales verticales y sensiblemente paralelas a las de este grupo de diaclasas, que podrían interpretarse como originados en relación con ellas.

Todas estas características (superficies planares independientes de la litología, disposición paralela, escasas variaciones locales en la dirección, ornamentación de sus superficies, existencia de kink-bands asociados...), llevan a admitir que estas diaclasas se han originado como consecuencia de una compresión; tanto en el caso de que las diaclasas de dirección NW-SE y SW-NE constituyan un sistema conjugado, como si se trata de un mismo grupo cuya dirección varía respecto al arco de las estructuras hercinianas, la compresión debe situarse según una dirección N-S, probablemente relacionada con un agudizamiento del cierre del arco.

Si bien este sistema de diaclasas es el más marcado, no es el único que se desarrolla (ver fig. 59), pero el resto de las diaclasas que se pueden observar muestran una frecuencia mucho menor y son más variables.

Paralelamente a las diaclasas sistemáticas antes mencionadas, se desarrollan fallas verticales (transversales a las estructuras) alguna de las cuales llega a adquirir bastante importancia (ver cartografía). Su formación podría relacionarse con la de las diaclasas. Debe hacerse notar sin embargo que algunas de ellas muestran señales de distensión; así, la falla que corta el flanco W del anticlinal de San Martín a la altura de Bustapena, comporta un dique de cuarzo de más de cinco metros de potencia. Muchas de las brechas que acompañan a estas fallas se encuentran mineralizadas, como sucede por ejemplo en el campo de fallas de la Curiscada, al E de Villanueva de Oscos, antigua explotación de hierro.

Fallas longitudinales.—Con mucha menor frecuencia que las anteriores se originan fallas aproximadamente N-S y paralelas por tanto a las estructuras hercinianas. Se trata igualmente de fracturas de superficie vertical, como las que limitan por el W los depósitos estefanienses de Castaosa y Gedrez o la que corta el sinclinal de San Pedro de Agüeira por el W. Dada su escasez, no es posible una sistematización de estas fracturas.

Las fallas de décrochement NE-SW.—En unas pocas localidades de la costa, donde el corte natural del acantilado permite analizar mejor las estructuras, se han observado fallas de un orden de dimensiones relativamente pequeño, superficie vertical y dirección NE-SW, con estrias horizontales o subhorizontales y movimiento levógiro (sinistral), como las que cortan longitudinalmente el anticlinal de Portizuelo, al E de Luarca (ver fig. 11).

EL TECTONIC BANDING EN RELACION CON LAS ESQUISTOSIDADES DE CRENULACION

En muchos lugares, las esquistosidades de crenulación de 2.^a y 3.^a fase dan lugar en niveles pelíticos a una falsa foliación que consiste en una diferenciación en bandas (paralelas a las superficies de esquistosidad) más o menos enriquecidas en cuarzo de segregación, que rellena huecos virtuales originados durante el microplegamiento. Este fenómeno es conocido con el nombre de tectonic banding (DE SITTER 1964) y acompaña con frecuencia a las esquistosidades de crenulación.

En la mayor parte de los casos, el tectonic banding es solamente observable a escala microscópica, pero en ocasiones, es perfectamente visible a escala del afloramiento y llega a ser incluso la superficie de referencia más marcada en las rocas. Este último caso se da exclusivamente en relación con la 3.^a fase herciniana (Lám. LXI A) (ver también Lám. XLII).

Las secciones delgadas talladas transversalmente a la esquistosidad de crenulación, muestran que el tectonic banding se origina en la región estudiada como consecuencia de dos procesos diferentes:

1. Cuando la crenulación da lugar a pequeños pliegues monoclinicos o kink-bands a escala microscópica, se produce en determinadas condiciones una distensión en el flanco corto de los pliegues o dentro de la zona de kink. Esta distensión se produce cuando el ángulo que forma la esquistosidad S_1 inicial con la superficie axial del pliegue o el plano de kink (S_2 o S_3 en cualquier caso), es mayor dentro que fuera de la zona rotada; en este caso (fig. 60) el espesor de un microlitón S_1 (e) debería aumentar dentro de la zona rotada (e'). Dada la marcada anisotropía planar de la roca, un cambio grande de volumen no es posible y se originan en realidad en esta zona huecos virtuales que son rellenados por material de segregación (cuarzo, principalmente). Como consecuencia, se diferencian en la roca bandas alternativamente claras y oscuras paralelas a S_2 o S_3 (Lám. XLI B) (ver también Láms. XXXV A, XXXVI A, XLVI, XLIX A, LIII y LIV). Este fenómeno ha sido descrito por RAMSAY (1967, pp. 447) para kink-bands.

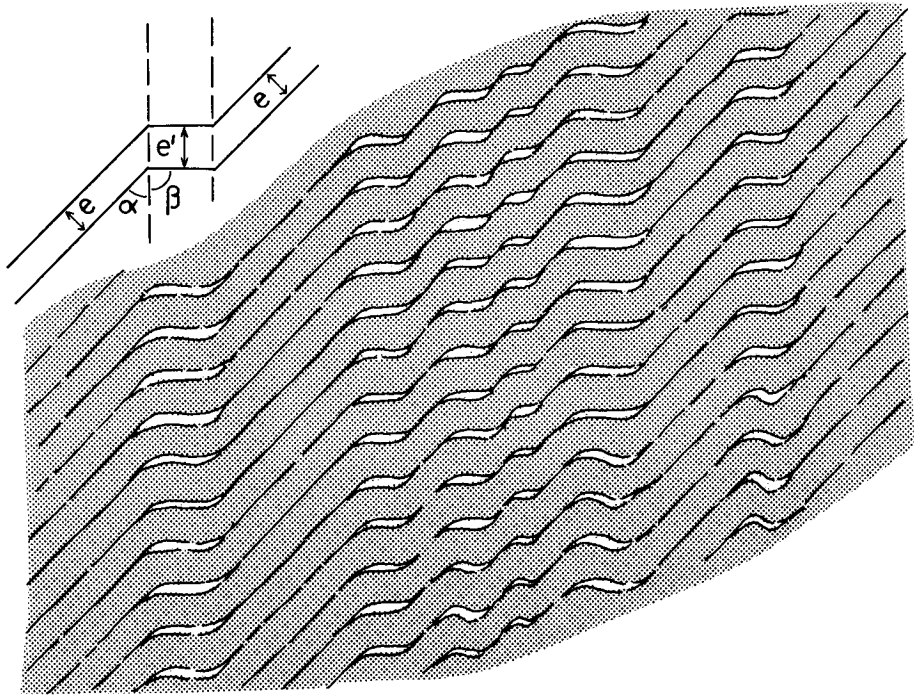


Fig. 60.—Formación de tectonic banding por distensión dentro de las bandas de kink. El ángulo que forma la foliación con la superficie axial del kink, es menor fuera que dentro de la banda ($\alpha < \beta$) y en consecuencia tiene lugar una distensión en el interior de ésta ($e < e'$).

2. Cuando la crenulación da lugar a un microplegamiento intenso y los pequeños pliegues que se originan poseen simetría aproximadamente ortorrómbica, pueden originarse huecos virtuales entre dos charnelas adyacentes, que son rellenos por cuarzo de segregación. Se diferencian entonces a escala microscópica vetas de cuarzo curvadas (en media luna) en las zonas de charnela del micropliegue. A mucha mayor escala, estos huecos rellenos por materiales diversos entre dos estratos competentes plegados, se han denominado saddle reefs (STILLWELL 1917, *in* HILLS 1963, pp. 244); una explicación de la formación de saddle reefs puede encontrarse en HILLS (1963, pp. 243-244) y RAMSAY (1967, pp. 419). En materiales dotados de una anisotropía planar muy marcada (una roca pelítica con una esquistosidad de flujo, por ejemplo) pueden reproducirse las mismas condiciones especificadas por dichos autores; en efecto, debido a una distensión en un determinado punto, siempre será más probable que se abran en la roca fisuras paralelas a los planos de anisotropía, a que tengan lugar cambios de volumen en microlitones individuales (Lám. LXII) (ver también Láms. XLVII y XLIX B).

Ambos procesos pueden actuar individualmente o juntos, originando en cualquier caso tectonic banding.

ANÁLISIS DE LAS FORMAS ORIGINADAS POR LA SUPERPOSICIÓN DE LOS PLIEGUES MAYORES DE LA 1.^a Y 3.^a FASE

De acuerdo con los datos anteriormente expuestos, dos de las tres fases hercinianas principales (1 y 3) dan lugar a la formación de pliegues a escala cartográfica; la interferencia de estas dos generaciones de pliegues da lugar a formas geométricamente más o menos complejas y origina una deformación heterogénea, ya que todos los elementos geométricos de los primeros pliegues (flancos, charnelas, superficies axiales, ejes, etc.) son modificados por la superposición de los segundos.

De todas las superficies que entran en juego en los modelos resultantes, solamente las superficies de esquistosidad de la segunda generación de pliegues (S_3) conservan su disposición original; como ya se ha indicado anteriormente al tratar de la esquistosidad 3, estas superficies tienen una disposición que varía entre la vertical y una inclinación de unos 45° al E. Despreciando las deformaciones que hayan podido tener lugar después de la fase 3 (basculamientos o ligeros abombamientos), ésta sería pues la disposición original de la esquistosidad de los pliegues superpuestos y por tanto de sus superficies axiales.

Por otra parte, la forma de los pliegues resultantes no reflejará tampoco la forma teórica de los pliegues de 3.^a fase que se hubieran obtenido a partir de una superficie de referencia horizontal, ya que las superficies de referencia de que se dispone (S_0 y S_1) no se encontraban horizontales en el momento en que tuvo lugar el movimiento superpuesto. Así, de la observación de los pliegues menores de primera fase no afectados en su geometría por la superposición de la fase 3 se deduce que las superficies S_0 de estratificación se encontraban con toda probabilidad inclinadas hacia el W en los flancos largos de los pliegues 1 y subverticales o muy inclinadas hacia el mismo punto en los flancos cortos. Por lo que respecta a la esquistosidad primaria (S_1) que acompaña a estos pliegues, debía encontrarse ligeramente inclinada hacia el W (no totalmente horizontal, ya que estamos fuera del dominio de los pliegues isoclinales que se sitúa más hacia el W) de un modo más homogéneo por toda la región. A este respecto resulta suficientemente claro el ejemplo citado anteriormente (ver pp. 81), donde la deformación de una superficie de referencia cualquiera no horizontal por un sistema de pliegues ortorrómbicos con esquistosidad vertical, originaba pliegues claramente asimétricos y diferentes de ellos (Lám. XLIII).

Como es suficientemente sabido, cuando se produce la superposición de dos generaciones de pliegues la disposición de los ejes de los pliegues resultantes no tiene por qué coincidir con los ejes de los dos sistemas que se interfieren (WEISS 1959); sin embargo, en el occidente de Asturias nos encontramos en un caso particular: en efecto, la orientación de las lineaciones de intersección L_1 y L_3 estadísticamente consideradas en toda la zona, es prácticamente la misma, con lo cual, el ángulo que intersecan los ejes de los pliegues 1 y 3 es cero o próximo a cero. Los pliegues de 1.^a y 3.^a fase son pues homoaxiales, y como consecuencia serán coincidentes con los de los pliegues resultantes de su superposición.

El mejor modo de deducir la geometría original de la 2.^a generación de plie-

gues, es conocer las deformaciones que afectan a la esquistosidad primaria. Ya se ha indicado anteriormente que ésta adopta disposiciones variables en la región estudiada, encontrándose tanto inclinada hacia el W como subvertical o basculada hacia el E; a este último respecto, resulta particularmente claro que se encuentra basculada hacia el E en los flancos orientales de los anticlinales de fase 3 y por tanto en los occidentales de los sinclinales de la misma fase (fig. 61).

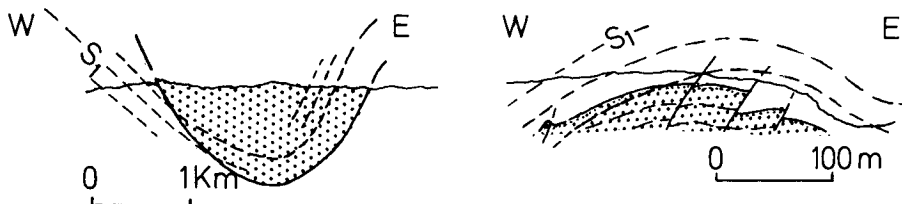


Fig. 61.—Disposición idealizada de la esquistosidad primaria en relación con estructuras de 3.^a fase. Izquierda, sinclinal de Pesoz. Derecha, anticlinal de Portizuelo (Luarca).

De acuerdo con estos datos, y utilizando las relaciones angulares usadas por RAMSAY (1967) para el establecimiento de los diversos tipos de modelos de interferencia, se puede afirmar que las formas originadas por la superposición de los pliegues de fase 1 y 3 en el occidente de Asturias corresponden al tipo 3 establecido por dicho autor (α próximo a cero, $\beta < 70^\circ$, siendo α el ángulo entre los ejes de los dos sistemas de pliegues, y β el ángulo con que la dirección de flujo de los pliegues superpuestos — a_2 en la fig. 62— intersecta a la normal al plano axial en los primeros pliegues).

Al W de la región estudiada (Galicia oriental) la superposición origina un tipo de interferencia muy claro, ya que dada la disposición respectivamente acostada y vertical de los pliegues de fase 1 y 3, la relación angular es $\alpha = 0$ y $\beta \approx 0$ (fig. 62 A).

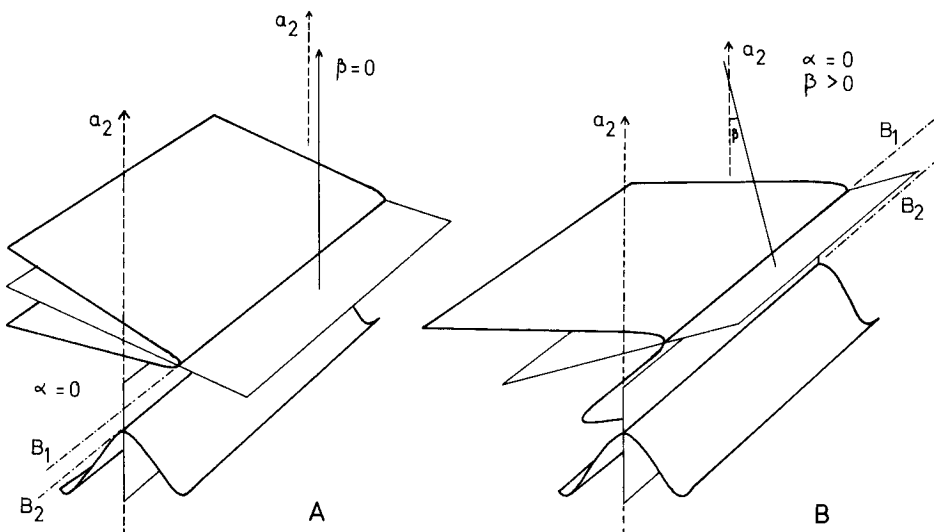


Fig. 62.—Relaciones angulares entre los pliegues superpuestos de primera y tercera fase. A, en Galicia Oriental. B, en el Occidente de Asturias.

Como ejemplo puede citarse la interpretación del anticlinal del «ollo de Sapo» dada por MATTE (1968b) y del mismo modo debe interpretarse la estructura general del manto de Mondoñedo, aunque en él la fase 3 sea más tenue; en este último son perfectamente visibles el gran antiforme y sinforme que afecta al pliegue inicial acostado, y el hecho de que éstos tengan una ligera inclinación axial hacia el Sur, da lugar a la figura cartográfica que pone en evidencia al manto cerca de la costa.

Al E del cabalgamiento basal del manto de Mondoñedo, los pliegues 1 conservan su vergencia al E, pero no son ya isoclinales, sino asimétricos, con un flanco occidental muy largo en relación al oriental; la superposición es entonces menos visible y los efectos de la interferencia son tanto más difíciles de apreciar cuanto mayor se va haciendo el ángulo β (fig. 62 B).

Dado que los pliegues superpuestos son homoaxiales, las secciones transversales de las figuras de interferencia pueden ser fácilmente reproducidas utilizando los modelos propuestos por O'DRISCOLL (1962), tal como se muestra en la Lám. LXIII. Así, puede observarse que existe toda una gama de secciones transversales que van variando a medida que el ángulo β aumenta desde 0 a 70°; para valores de β por encima de 70° resulta ya imposible detectar la superposición (fig. 63).

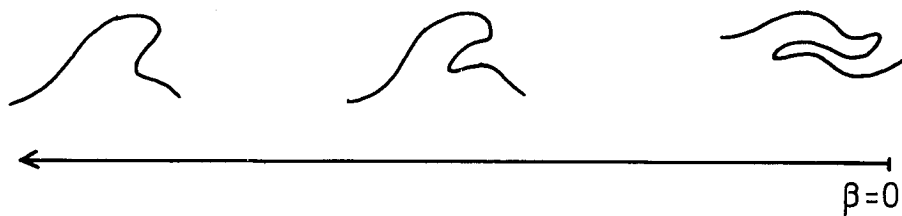


Fig. 63.—Variación de la sección transversal de las estructuras originadas por la superposición de pliegues de primera y tercera fase al aumentar progresivamente el valor del ángulo β .

Las secciones de los pliegues resultantes obtenidas de este modo coinciden con las de la mayor parte de los grandes pliegues del occidente de Asturias que no son claramente de 3.ª fase, como sucede con los anticlinales de San Martín, Doiras, Fuentes Cabadas y Villayón.

RELACIONES CRONOLÓGICAS ENTRE DEFORMACION Y CRISTALIZACION

Como ya se ha indicado anteriormente, en la mayor parte del dominio estudiado el metamorfismo herciniano es epizonal, no sobrepasando por lo general la isógrada de la biotita (CAPDEVILLA 1967, 1968). Debido a esto, las relaciones existentes entre la deformación y la aparición de nuevos minerales por efecto del metamorfismo no son fáciles de establecer, ya que la recrystalización no es muy intensa y estos nuevos minerales son generalmente de pequeño tamaño.

En las Pizarras de Luarca es frecuente la existencia de láminas y agujas de rutilo que han sido descritas por GARCÍA DE FIGUEROA & MARTÍN CALVO (1969) cerca del embalse de Grandas de Salime, y consideradas como probablemente preorogé-

nicas; estos minerales, a veces de gran tamaño, aparecen con mucha frecuencia en las pizarras de la Formación Luarca en todas las localidades y desarrollan flecos y colas de presión (SPRY 1969) durante la formación de la esquistosidad primaria, como se muestra en la lámina LXIV y figura 64. Los flecos de presión están constituidos por clorita y cuarzo fibroso; la dirección de exfoliación de la clorita (001) se dispone siempre paralela a los límites exteriores del cristal de rutilo y el cuarzo fibroso puede ser perpendicular o paralelo a ellos. La esquistosidad primaria rodea siempre al cristal y su fleco, sin chocar con ellos. Se deduce pues, de acuerdo con SPRY (1969), que el cristal debe ser pretectónico y su fleco sintectónico. En muchos casos los cristales de rutilo se mantienen paralelos al plano de la esquistosidad primaria pero en otros casos se encuentran formando hasta 90° con ella y desarrollan largas sombras de presión.

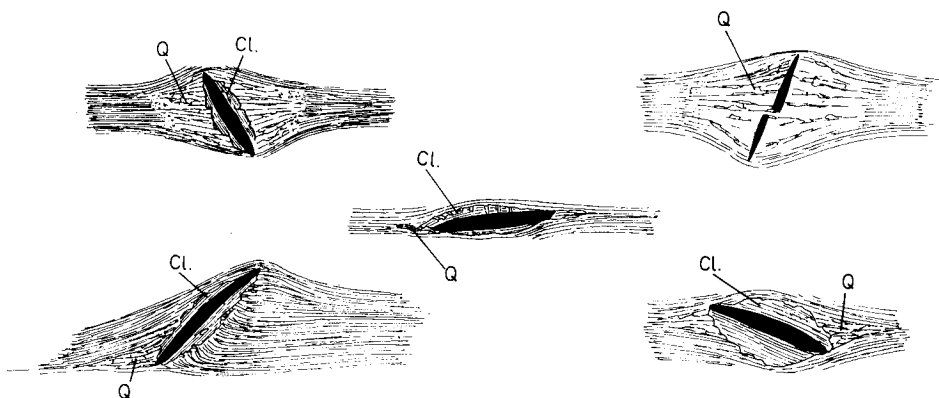


Fig. 64.—Cristales pretectónicos de rutilo (en negro), con desarrollo de flecos y colas de presión. Q, cuarzo. Cl, clorita.

De entre los minerales originados durante el transcurso del metamorfismo, prácticamente sólo la clorita y el cloritoide pueden ser utilizados para establecer la relación entre deformación y cristalización.

La clorita llega a constituir pequeños perfiroblastos en los que la exfoliación se sitúa generalmente oblicua o perpendicular a las superficies de la esquistosidad primaria, sin que se observen señales de rotación. Por otra parte desarrollan por lo general largas sombras de presión que indican un estiramiento paralelo al plano de la esquistosidad y en consecuencia un aplastamiento en este plano (Lám. LXV A). De acuerdo con MATTE (1968 b) estos minerales pueden ser considerados como sintectónicos, es decir cristalizados en el transcurso de la primera fase herciniana. Puede comprobarse con facilidad que se encuentran deformados por las crenulaciones subsiguientes.

El cloritoide se desarrolla sobre todo en las ampelitas silúricas y en mucho menor proporción en las pizarras de la Formación Luarca, es decir, aparece siempre ligado a una litología determinada; este mineral cristaliza en forma de pequeñas tabletas que muestran diversas relaciones con respecto a la esquistosidad primaria. Así, se pueden reconocer:

1) Cloritoides sin-fase 1: las tabletas se disponen de cualquier manera en la roca, pero la esquistosidad primaria rodea al cristal que desarrolla largas sombras de presión. El cloritoide habría cristalizado y en algunos casos rotado antes del final de la fase 1 (fig. 65 A) (Lám. LXV B).

2) Cloritoides post-fase 1: tabletas orientadas de cualquier modo en la roca, englobando la esquistosidad primaria, cuya posición no se encuentra modificada (fig. 65 B).

En algunas localidades de la región de Los Oscos donde la 2.^a esquistosidad se encuentra bien desarrollada, la cristalización de cloritoides post-fase 1 parece estar en relación con ella; se pueden diferenciar los siguientes casos:

a) Cloritoide dispuesto a lo largo de las microfracturas paralelas a S_2 ; en este caso el mineral pudo haber cristalizado tanto durante el desarrollo de S_2 como después de su formación (cristalización mimética) (fig. 65 C) (Lám. LXVI A).

b) Cloritoides orientados paralelamente a las superficies axiales de los micropliegues originales durante la fase 2 (no materializada por superficies visibles de discontinuidad); en este caso la cristalización de este mineral parece relacionarse directamente con la fase 2, ya que el débil desarrollo de S_2 parece excluir la posibilidad de una cristalización mimética (fig. 65 D) (Lám. LXVI B).

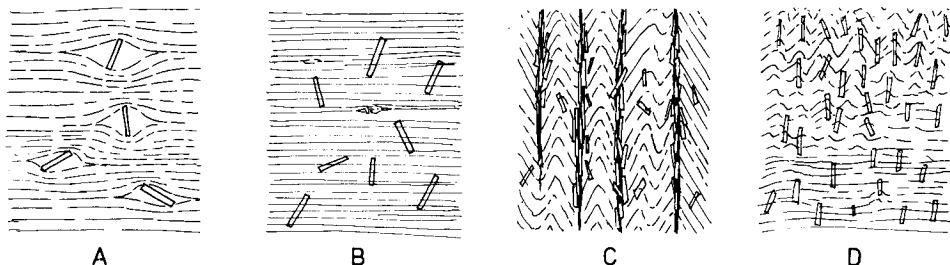


Fig. 65.—Relación entre la cristalización de cloritoide y las esquistosidades hercynianas. A, cristales anteriores al fin de la primera fase, que desarrollan colas de presión paralelas a la dirección de máxima elongación de la esquistosidad. B, cloritoide posterior a S_1 . C, crecimiento probablemente mimético de cristales según superficies S_2 . D, cristales en relación probable con la crenulación S_2 .

Relación de edad entre las rocas graníticas de la región estudiada y las fases hercynianas.—Como ya se ha indicado anteriormente, dentro del dominio del Navia se localizan tres afloramientos importantes de granitoides (granitos de los Ancares, Boal y Salave). Los granitos de Boal y Ancares fueron clasificados por CAPDEVILLA & FLOOR (1970) dentro del grupo G-3 (Granitos de dos micas con megacristales, en la Serie de los Granitos alcalinos) y el granitoide de Salave dentro del grupo G-4 (Granodioritas tardías, en la Serie de los Granitos Calcoalcalinos). Estas rocas han sido recientemente objeto de un estudio petrográfico por parte de SUÁREZ (1970, 71) y SUÁREZ & SUÁREZ (1970), en el que adoptan las mismas conclusiones en cuanto a su situación en los diferentes grupos. Según CAPDEVILLA & FLOOR (1970) los G-3 serían posteriores al paroxismo del meta-

morfismo y a la 2.^a fase herciniana (ahora 3.^a fase, de acuerdo con las conclusiones alcanzadas en este trabajo) y los G-4 posteriores a ellos.

En las aureolas de metamorfismo de contacto de estas rocas graníticas se pueden apreciar bien las relaciones que existen entre la recristalización térmica y las fases hercinianas de plegamiento, debido al crecimiento de gruesos porfiroblastos. En cualquier localidad próxima a los granitos se pueden observar porfiroblastos de diversos minerales (biotita, andalucita, quistolita..) que son claramente posteriores a la esquistosidad primaria (Lám. LXVII); este hecho es bien evidente en el campo, donde los granitos no muestran ninguna orientación preferente ni se encuentran foliados. Por lo que respecta a su relación con las fases siguientes, se ha podido constatar en la aureola de metamorfismo del granito de los Ancares que la recristalización es netamente posterior también a la 3.^a fase herciniana: los porfiroblastos de quistolita engloban las crenulaciones producidas por la 3.^a esquistosidad, como se muestra en la lámina LXVIII. Dado que este granito es similar a los de Boal y el Pato (citado por vez primera por SUÁREZ 1970, y situado al W del anterior) (G-3) es lógico pensar que todos ellos son posteriores a la tercera fase y con mayor razón el afloramiento de Salave que pertenece al grupo G-4.

EDAD DE LAS DEFORMACIONES HERCINIANAS

En la región estudiada los primeros depósitos discordantes sobre el Paleozoico inferior, corresponden al Estefaniense B-C (Castaosa, Gedrez, Tormaleo, Punta del Cuerno, etc.) que son netamente posteriores a las tres fases hercinianas principales. La ausencia de depósitos posteriores al Silúrico y anteriores al Estefaniense, impide establecer cualquier precisión sobre la edad de estas fases por este camino.

Una mayor precisión sobre el límite superior de edad de la deformación puede deducirse con base a los granitos; como ya se ha indicado anteriormente, se ha comprobado que los granitos de Ancares y Boal son posteriores a la 3.^a fase (ver pp. 101). La edad atribuida a los granitos del grupo al que éstos pertenecen (G-3) es de unos 300 M. A. (CAPDEVILA & FLOOR 1970), determinada con base a la edad del granito de Forgoselo (303 ± 6 M. A., CAPDEVILA & VIALETTE 1970). Con esto podría admitirse que en el occidente de Asturias las tres fases principales son anteriores a un Westfaliense alto (probablemente hacia el límite Westfaliense C-D, de acuerdo con la escala geocronológica establecida en el Symposium de Londres, 1964). Son éstos, pues, los únicos datos sobre la edad de la deformación que pueden deducirse en la región estudiada. Sin embargo, pueden darse mayores precisiones por comparación con las zonas vecinas, como veremos a continuación.

Comparación con la Zona Cantábrica.—En esta zona, la existencia de una sedimentación prácticamente continua durante el Paleozoico superior permite datar con mayor precisión las deformaciones hercinianas. Como ya es sabido, en ella tuvieron lugar dos acontecimientos principales durante la orogénesis herciniana: la formación de mantos de despegue y su posterior replegamiento (JULIVERT 1965, 1971). Los mantos debieron emplazarse sin duda alguna durante el Westfa-

liense y la existencia de una importante discordancia en el Westfaliense B de la Región del Pisuerga-Carrión (Fase palentina o de Curavacas) (KANIS 1956, DE SITTER 1962, WAGNER 1965), ha hecho pensar que pudieran tal vez relacionarse con ella (JULIVERT 1967a). El replegamiento principal que han sufrido estos mantos puede ser datado con mayor precisión como pre-Westfaliense D superior (JULIVERT 1967b, 1971); este hecho es particularmente claro en la región del manto del Esla, donde este manto deformado por los pliegues posteriores se encuentra fosilizado por el Westfaliense D superior (ver cartografía de RUPKE 1965, y WAGNER 1965, por lo que respecta a la datación de estos materiales).

En publicaciones anteriores (MARCOS 1971a, b) pusimos ya en evidencia la probable relación existente entre las fases 2 y 3 del occidente de Asturias y la formación de los mantos y su plegamiento posterior respectivamente; de acuerdo con esto se podría pensar en una edad intrawestfaliense temprana (Westfaliense B?) para la 2.^a fase y en una edad pre-Westfaliense D superior para la 3.^a fase.

De la comparación con la Zona Cantábrica no se desprende sin embargo ningún dato que permita precisar la edad de la primera fase; en efecto, allí no se ha podido detectar ninguna deformación importante anterior a los mantos y como ya se ha indicado, la primera discordancia propiamente dicha es la de Curavacas (Westfaliense B), y aún ésta se encuentra limitada a una pequeña zona (Región del Pisuerga-Carrión de JULIVERT 1967b). En el capítulo de conclusiones se volverá a insistir sobre este punto para tratar de encontrar una solución al problema de la ausencia de la fase herciniana mayor en las zonas más externas.

Comparación con las zonas más internas de la cordillera herciniana.—Al W de la región estudiada (Galicia y N de Portugal) existen datos diversos sobre la edad de las fases 1 y 3 hercinianas. Al igual que en la región estudiada los depósitos discordantes no son muy abundantes; sin embargo, en San Clodio (al Sur de la Sierra del Caurel, dentro de la Zona Asturoccidental-leonesa) RIEMER (1963, 1965, 1966) ha citado la existencia de materiales carboníferos con facies «culm» sin duda anteriores al Estefaniense B-C, que son discordantes sobre su substrato pero se encuentran fuertemente deformados; RIEMER supone que estos materiales deben ser posteriores a la 1.^a fase pero anteriores a la 2.^a (3.^a de acuerdo con las conclusiones alcanzadas en este trabajo), posibilidad igualmente admitida por MATTE (1968b). La principal dificultad estriba en su datación, ya que no han proporcionado más que restos de flora indeterminable; por su facies, RIEMER admite que es comparable a los sedimentos con facies «culm» del Viseense de otras regiones. Este dato conduciría a una edad aproximadamente bretónica para la primera fase herciniana.

Las mediciones radiométricas de edad absoluta realizadas en Galicia occidental sobre granitos hercinianos fuertemente deformados, sugiere por otra parte una edad de 349 ± 10 M. A. (Devónico superior o Carbonífero inferior) (PRIEM et al. 1970), que parece apoyar la conclusión anterior.

Por lo que respecta a la 3.^a fase, es claramente anterior al Westfaliense D que se localiza en los alrededores de Oporto (N de Portugal) (RIBEIRO 1970) y esta edad

concuerta con la edad intrawestfaliense admitida por CAPDEVILLA & VIALETTE (1970) con base a mediciones radiométricas (304 ± 10 M. A., que nos aproximaría en realidad al límite Westfaliense C-D).

Conclusiones respecto a la edad de las deformaciones hercinianas.—De acuerdo con los datos anteriormente expuestos, pueden admitirse las siguientes conclusiones:

1. La edad de la primera fase podría ser bretónica o sudética muy precoz; el hecho de que la deformación herciniana más importante sea una deformación temprana está de acuerdo con lo que sucede en otros puntos de la Meseta y del herciniano ibérico distantes geográficamente de la zona estudiada, donde existe un carbonífero inferior bien desarrollado y discordante —principalmente en la mitad Sur de la Península (BARD 1965, 1969, 1971; DELGADO-QUESADA 1971; VEGAS 1971) y en Cataluña (FONTBOTE & JULIVERT 1954).

2. Las fases 2 y 3 deben ser intrawestfalienses; la primera de ellas corresponde probablemente a un Westfaliense bajo (B?) y la fase 3 puede ser atribuida con mayor precisión el límite Westfaliense C-D.

EVOLUCION TECTONICA Y CONCLUSIONES

En el Occidente de Asturias el primer acontecimiento tectónico que puede ser detectado, es la discordancia asintica; en efecto, discordante bajo el Paleozoico se encuentra una sucesión precámbrica no metamórfica y probablemente no muy intensamente deformada que será más tarde afectada por el metamorfismo y las deformaciones hercinianas. Sobre este precámbrico se sitúa una sucesión espesa y continua de sedimentos (hasta más de 10.000 m. en algunos lugares) correspondientes al Paleozoico inferior (Cámbrico, Ordóvicico y Silúrico); se trata principalmente de formaciones arenosas y pelíticas muy monótonas, de cuya evolución e interpretación se ha tratado ya anteriormente (ver conclusiones de la parte stratigráfica). En general, la proporción de niveles competentes (cuarcitas) es mayor hacia el E, mientras que hacia el W la sucesión se hace más pelítica y homogénea, disminuyendo por tanto el contraste litológico y aumentando la ductilidad frente a la deformación. Teniendo en cuenta además que en general el metamorfismo herciniano es creciente hacia el W, ambos hechos actúan en el mismo sentido y en consecuencia se observa un cambio progresivo en el estilo de los pliegues hercinianos, que se hacen de E a W cada vez más típicamente pasivos.

En esta región no se han conservado sedimentos más modernos que el Silúrico (dejando aparte los depósitos estefanienses, claramente posttectónicos) y es necesario alcanzar la zona vecina más externa (Zona Cantábrica) para encontrar una sucesión completa de todo el Paleozoico.

El conjunto de todos estos materiales fue afectado por una deformación poli-fásica acompañada de metamorfismo regional en el transcurso de la orogénesis herciniana. Tres fases principales de deformación pueden ser claramente separadas en la región.

La primera fase de deformación es la fase herciniana mayor, que se pone sobre todo de manifiesto por la esquistosidad de flujo (S_1) que la acompaña. Las estructuras mayores originadas en esta fase son pliegues siempre vergentes al E, de eje N-S y estilo similar, cuya geometría varía de W a E de pliegues isoclinales acostados a pliegues muy asimétricos dotados de flancos alternativamente largos y cortos; la esquistosidad que los acompaña, se mantiene siempre próxima a la horizontal. Dejando aparte la lineación de intersección (L_1 definida por la intersección de S_0 —estratificación— y S_1) y otras estructuras lineares paralelas a L_1 (boudinage, mullions), es importante destacar que durante esta fase se puede apreciar una lineación de crecimiento de minerales y estiramiento de objetos preorogénicos que es perpendicular al eje B de los pliegues.

Esta primera fase va acompañada por un metamorfismo regional que prácticamente en todo el occidente de Asturias es epizonal y que sólo hacia las zonas más internas alcanza grados más elevados.

La edad de la fase 1 puede ser considerada aproximadamente bretónica con base a los datos aportados por mediciones radiométricas de edad absoluta sobre granitos hercinianos fuertemente deformados en Galicia occidental y por comparación con el resto del herciniano de la Península.

La segunda fase de deformación es la última consecuencia de la tectónica tangencial iniciada en la primera fase. En su transcurso se originan grandes cabalgamientos, como los que constituyen la base del manto de Mondoñedo o los que separan la región estudiada de la Zona Cantábrica, en el antiforme del Narcea. Estos cabalgamientos cortan los grandes pliegues preexistentes de primera fase y comportan estructuras menores asociadas (pliegues menores con esquistosidad S_2 de crenulación); los pliegues de 2.^a fase se diferencian por su estilo de los de las fases 1 y 3, y se sitúan temporalmente entre ambas, ya que deforman la esquistosidad primaria y están cortados por la crenulación de 3.^a fase.

Esta fase es en la región estudiada posterior al paroxismo del metamorfismo; la recristalización es ya muy débil y solamente en algunas localidades se ha podido precisar la existencia de cloritoides cristalizados muy probablemente en relación con ella.

La edad de esta fase, que había pasado desapercibida en el NW de la Península como fase general, sólo puede de momento ser precisada por comparación con la Zona Cantábrica; en efecto, los grandes cabalgamientos, que separan la región estudiada de dicha zona, parecen relacionados con los despegues que en ella existen y cuya edad es probablemente intrawestfaliense.

La tercera fase de deformación representa un cambio completo de estilo; da lugar a la formación de pliegues de diverso orden de dimensiones y es la responsable de la mayor parte de las grandes estructuras que actualmente se diferencian en la cartografía. Estos pliegues presentan vergencias «retro» (hacia las zonas internas) o poseen plano axial vertical y desarrollan una esquistosidad de crenulación (S_3) paralela a sus superficies axiales; todas las estructuras mayores y menores de 1.^a y 2.^a fase son deformadas en el transcurso de esta fase.

En amplias áreas del occidente de Asturias se desarrollan de un modo espectacular estructuras del tipo de los kink-bands con superficies axiales subhorizontales, que podrían haberse originado en relación con la 3.^a fase; en efecto, en algunas localidades se ha podido precisar la existencia de la esquistosidad de crenulación S_3 intersecándose con los kink-bands y dando lugar a estructuras conjugadas.

La edad de la 3.^a fase ofrece pocas dudas, ya que todos los datos (tanto los obtenidos por mediciones radiométricas como de los depósitos discordantes en zonas externas e internas) apuntan hacia el límite Westfaliense C-D.

Después del desarrollo de estas tres fases principales, la estructura de la cordillera herciniana se encuentra ya prácticamente establecida. Con posterioridad a la 3.^a fase solamente tienen lugar deformaciones tardías de estilo marcadamente frágil (diaclasas, fallas o flexiones de amplio radio de curvatura) que no modifican de modo sustancial la arquitectura del conjunto. También después de la 3.^a fase tienen lugar en la región estudiada el emplazamiento de algunos plutones graníticos de dimensiones reducidas.

El hecho de haber puesto de manifiesto la existencia de las tres fases de deformación que acaban de describirse, ha permitido encajar bien los diversos acontecimientos tectónicos que tuvieron lugar en el NW de la Península. Debido a que entre la Zona Cantábrica, bastante bien conocida, y las zonas más internas (Galicia y NW de Portugal), de donde existen trabajos de diversos autores y escuelas, faltase por reconocer una amplia región, hacía difícil correlacionar determinados acontecimientos tectónicos que habían tenido lugar en los dominios externos e internos de la cordillera. Así, era particularmente difícil explicar, cómo mientras en la Zona Cantábrica la fase tangencial y la de replegamiento (serrage) parecían tener lugar durante el Westfaliense, éste parecía un tiempo excesivamente corto (menos de 25 M. A. de acuerdo con la escala propuesta en 1964 en el Symposium de Londres) para que pudieran desarrollarse todos los acontecimientos puestos de manifiesto en las zonas internas, que incluyen el desarrollo de un metamorfismo regional que alcanza los grados más altos. Este problema se veía agravado más, por el hecho de que se suponía que desde el W la esquistosidad primaria se levantaba muy fuertemente hacia el E, de forma que en los cortes generales que se habían trazado hasta el antiforme del Narcea parecía que la tectónica tangencial desaparecía. Con la puesta en evidencia de la segunda fase tangencial herciniana, podemos llegar ahora a ofrecer un cuadro coherente de la evolución tectónica desde las partes internas a las externas de la cordillera.

La primera fase herciniana, que origina siempre pliegues acostados o muy vergentes al E, acompañados por una esquistosidad de flujo, desaparecería en el área del antiforme del Narcea, no manifestándose ya en la Zona Cantábrica (fig. 66 A) (a lo sumo, podría llegar a admitirse una respuesta diferente frente a la deformación en esta zona, que diese lugar, por ejemplo, a su corrimiento en bloque hacia el E y al comienzo de los despegues). La segunda fase del occidente de Asturias se relacionaría en la Zona Cantábrica con los despegues, lo cual resuelve la cuestión de la correlación de las fases tangenciales (fig. 66 B); hacia las zonas internas esta fase debe también manifestarse, ya que microestructuras relacionadas con cabalgamientos semejantes a

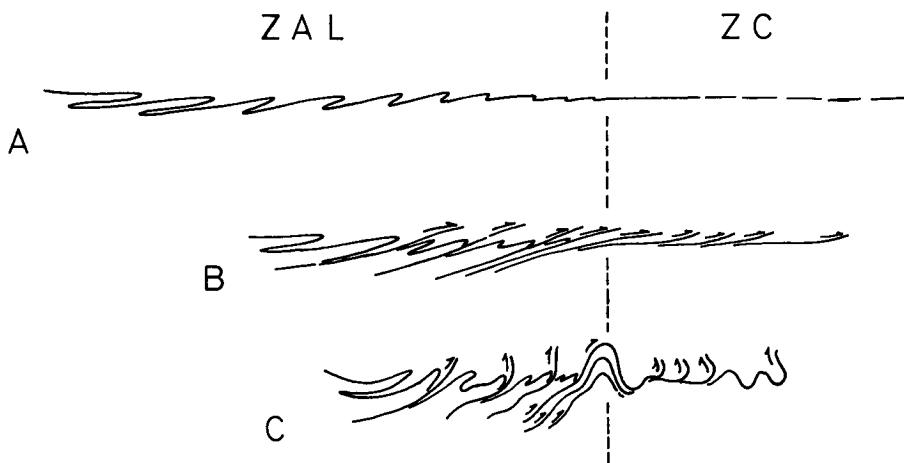


Fig. 66.—Esquemas mostrando la evolución tectónica propuesta para la Zona Asturoccidental-leonesa (ZAL) y la Zona Cantábrica (ZC) durante las tres fases hercínianas principales (A, B y C). Oeste a la izquierda.

las que se han reconocido en la región estudiada, han sido citadas en el N de Portugal (Tras-os-Montes) en relación con los macizos precámbricos de Morais y Bragança, que han sido interpretados recientemente (junto con los de Cabo Ortegal, Ordenes, Lalín y con la fosa blastomilonítica) como restos de grandes láminas cabalgantes. La fase 3, finalmente, es una fase de replegamiento que afecta a todo el hercíniano ibérico (fig. 66 C).

Tenemos pues una sucesión de acontecimientos que está en la línea de lo que comúnmente se encuentra en las cordilleras de plegamiento, con las primeras fases tangenciales con vergencias muy marcadas en un sentido y las más tardías de replegamiento (serrage) con vergencias retro.

BIBLIOGRAFIA

- ADARO, L. DE & JUNQUERA, G. (1916).—Criaderos de Asturias. *Mem. Inst. Geol. España*, Criaderos de hierro de España, t. II, 1 vol. texto, pp. 1-410, 35 figs., 12 láms.; 1 vol. láms., 10 láms., Madrid.
- ALMELA, A. & VALLE DE LERSUNDI, J. del (1963).—Estudio geológico de la zona Ponferrada-Tremor de Abajo. *Brev. Geol. Ast.*, año VII, n.º 1-4, pp. 3-26, 1 map., Oviedo.
- ANTHONIOZ, P.-M. & FERRAGNE, A. (1967).—Sur la présence d'orthogneiss en Galice moyenne (Nord Ouest de l'Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 265, pp. 848-851, Paris.
- (1969).—Reflexions sur la nature et la position stratigraphique de quelques formations ocellées dans le Nord-Ouest de la Péninsule ibérique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 269, pp. 138-141, Paris.
- BAER, A. J. & NORRIS, D. K. Edit. (1968).—Research in Tectonics. Kink bands and brittle deformation. *Geol. Surv. Canadá Paper* 68-52, 373 pp., Ottawa.
- BARD, J. P. (1965).—Introduction a la géologie de la chaîne hercynienne dans la Sierra Morena occidentale (Espagne). Hypothèses sur les caractères de l'évolution géotectonique de cette chaîne. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, 2.ª sér., vol. VII, fasc. 4, pp. 323-337, 7 figs., Paris.
- (1969).—Le métamorphisme régional progressif de la Sierra d'Aracena (Andalousie occidentale). Thèse Fac. Sci. Montpellier, 397 pp., 2 maps. f. t., Montpellier.

- BARD, J. P. (1971).—Sur l'alternance des zones métamorphiques et granitiques dans le segment hercynien sud-ibérique; comparaison de la variabilité des caractères géotectoniques de ces zones avec les orogènes «orthotectoniques». *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXII-III-IV, pp. 324-345, 9 figs., Madrid.
- BARROIS, Ch. (1877).—Relación de un viaje geológico por España, leída en la Sociedad geológica del Norte. *Bol. Com. Map. Geol. España*, t. IV, pp. 373-382, Madrid.
- (1882).—Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mén. Soc. Géol. Nord*, t. 2, n.º 1, 630 pp., 20 láms., Lille.
- BILLINGS M. P. (1933).—Thrusting younger rocks over older. *Am. Jour. Sci.*, vol. 25, pp. 140-165, New Haven.
- BORG, I. & HANDIN, J. (1966).—Experimental deformation of crystalline rocks. *Tectonophysics*, vol. 3, pp. 249-367, Amsterdam.
- BOSCH, W. J. Van den (1969).—Geology of the Luna-Sil region. Cantabrian Mountains (NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, vol. 44, pp. 137-225, Leiden.
- BOUMA, A. H. (1959).—Some data on turbidites from the Alpes Maritimes (France). *Geol. Mijnbouw*, vol. 21, pp. 223-227, Gravenhage.
- CAPDEVILLA, R. (1965).—Sur la géologie du Précambrien et du Paléozoïque dans la région de Lugo et la question des plissements assynclinaux et sardes en Espagne. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 80, pp. 157-174, 3 figs., Madrid.
- (1967).—Extensión du métamorphisme régional hercynien dans le Nord-Ouest de l'Espagne (Galice orientale, Asturies, León). *C. R. somm. Soc. Géol. France*, fasc. 7, pp. 277-278, 1 fig., Paris.
- (1968).—Les types de métamorphisme «intermédiaires de basse pression» dans le segment hercynien de Galice nord-orientale (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 266, pp. 1924-1927, 2 figs., Paris.
- & FLOOR, P. (1970).—Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le nord-ouest de l'Espagne. *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXI, fasc. 2-3, pp. 101-111, 1 fig., Madrid.
- & VIALETTE, Y. (1970).—Estimation radiométrique de l'âge de la deuxième phase tectonique hercynienne en Galice moyenne (Nord-Ouest de l'Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 270, pp. 2527-2530, 1 fig., Paris.
- MATTE, Ph. & PARCA-PONDAL, I. (1964).—Sur la présence d'une formation porphyroïde infracambrienne en Espagne. *C. R. somm. Soc. Géol. France*, fasc. 7, pp. 249-250, 1 fig., Paris.
- CLOOS, E. (1946).—Lineation. A critical review and annotated bibliography. *Geol. Soc. America Mem.* 18, 112, 14 pp., 15 figs., 10 láms., Boulder.
- COLCHEN, M. (1970).—Géologie de la Sierra de la Demanda (Burgos-Logroño) Espagne. Thèse Fac. Sci. de Paris, 2 vol., 559 pp., Paris.
- COMTE, P. (1938).—La succession lithologique des formations cambriennes du Leon (Espagne). *71 Congr. Soc. sav. Nice*, pp. 181-183, Nice.
- CORRALES, I. (1970).—La sedimentación durante el Estefaniense B-C en Cangas de Narcea, Rengos y Villablino (NW de España). Tesis Doct. Univ. Oviedo.
- CORRETCHE CASTAÑÓN, L. G. (1969).—El complejo ortonésico de Pola de Allande (Asturias). *Bol. Geol. Min.*, t. LXXX, fasc. 4, pp. 289-306, 4 figs., 5 fot., 1 map., Madrid.
- CRIMES, T. P. (1970 a).—A facies analysis of the Arenig of Western Lley, North Wales. *Proc. Geol. Ass. London*, vol. 81, part. 2, pp. 221-240, 5 figs., London.
- (1970 b).—Trilobite and other trace fossils from the Upper Cambrian of North Wales. *Geol. Jour.*, vol. 7, pp. 47-68, 7 figs., 8 lám., Liverpool y Manchester.
- (1970 c).—A facies analysis of the Cambrian of Wales. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, vol. 7, pp. 113-170, 28 fig., Amsterdam.
- (1970 d).—The significance of trace fossils in sedimentology, stratigraphy and palaeoecology with examples from Lower Palaeozoic strata. In CRIMES, T. P. & HARPER, J. C. (Eds): *Trace fossils* (Geol. Journal Special Issue No. 3). pp. 101-126, 9 figs., 5 láms. Liverpool.
- DELGADO-QUESADA, M. (1971).—Esquema geológico de la hoja n.º 878, de Azuaga (Badajoz). *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXII-III-IV, pp. 277-286, 2 figs., Madrid.
- DEWEY, J. F. (1965).—Nature and origin of kink-bands. *Tectonophysics*, vol. 1, n.º 6, pp. 459-494, 30 figs., Amsterdam.
- (1969).—The origin and development of kink-bands in a foliated body. *Geol. Jour.*, vol. 6, part 2, pp. 193-216, 15 figs., Liverpool.

- DONATH, F. A. & PARKER, R. B. (1964).—Folds and Folding. *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 75, pp. 45-62, 10 figs. 8 láms., Boulder.
- FÄRBER, A. (1958).—Stratigraphie und tektonik der Westasturischen küste zwischen den Flüssen Navia and Nalon (Spanien). Diss. Univ. Münster, 140 pp., 72 figs., 4 maps., Münster.
- & JARITZ, W. (1964).—Die geologie des westasturischen küstengebietes zwischen San Esteban de Pravia und Ribadeo (NW-Spanien). *Geol. Jb.*, t. 81, pp. 679-738, 3 figs., 4 láms., Hannover.
- FONTBOTE, J. M.^a & JULIVERT, M. (1954).—Algunas precisiones sobre la cronología de los plegamientos hercinianos en Cataluña. *C. R. XIX Sess., Congr. géol. Intern. Alger 1952*, Sec. XIII, fasc. 15, pp. 575-591, Alger.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. & MARTÍN CALVO, M. (1969).—Filitas con rutilo autógeno y cloritoide en el pantano de Navia (Asturias). *Brev. Geol. Ast.*, año XIII, n.º 1, pp. 13-16, 1 fig., Oviedo.
- HANSEN, E. (1971).—Strain Facies. 1 vol. 207 pp., 78 fig., 21 láms. Springer-Verlag Berlin. Heidelberg.
- HARLAND, W. B., SMITH, A. G. & WILCOCK, B. Edit. (1964).—The Phanerozoic Time-scale. A Symposium. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, vol. 120 S, 1 vol. 458 pp., London.
- HERNÁNDEZ-SAMPELAYO, P. (1914).—Estudio geológico de la costa de la provincia de Lugo. (Estudio de la denudación de la costa de la provincia de Lugo). *Bol. Inst. Geol. Min. España*, t. XXXIV (t. XIV, 2.^a ser. 1913), pp. 81-171, 50 figs., 1 map., 3 láms., Madrid.
- (1915 a).—Fósiles de Galicia. Nota sobre la fauna paleozoica de la provincia de Lugo. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, t. XXXVI (t. XVI, 2.^a ser.), pp. 277-303, 8 láms., 1 map., Madrid.
- (1915 b).—Nota adicional al «Estudio de la denudación de la costa en la provincia de Lugo». *Bol. Inst. Geol. España*, t. XXXVI (t. XVI, 2.^a ser.), pp. 304-305, Madrid.
- (1916).—Criaderos de hierros de Los Oscos y criaderos de Luearca. *Criaderos de hierro de España*, t. II (criaderos de Asturias), pp. 611-668, 13 figs., 4 láms., Madrid.
- (1924).—Rectificación geológica de las Cuencas del Navia y del Ibias. *Bol. Inst. Geol. España*, t. XLV (t. V, 3.^a ser., 1924), pp. 253-261, 1 fig., Madrid.
- (1931).—Criaderos de hierro de España: Hierros de Galicia (Tomo II). *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. IV, 1 vol. 561 pp., Madrid.
- (1933).—El Cambriano en España. *XVI Intern. Geol. Congr. Washington*, 200 pp.
- (1935 a).—Criaderos de hierro de España. Hierros de Galicia (Tomo III, fasc. 1.º). *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. IV, 1 vol. 373 pp., Madrid.
- (1935 b).—Criaderos de hierro de España. Hierros de Galicia (Tomo III, fasc. 2.º). *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. IV, 1 vol. 396 pp., Madrid.
- (1935 c).—Criaderos de hierro de España. Hierros de Galicia (Tomo IV). *Mem. Inst. Geol. Min. España*, Madrid.
- (1935 d).—Explicación del nuevo mapa geológico de España en escala 1 : 1.000.000. El sistema Cambriano. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 1, pp. 291-525, 19 figs., 22 láms., Madrid.
- (1942).—El Sistema Siluriano. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 2 (I, II), 1 vol. 848 pp., Madrid.
- HILLS, E. S. (1963).—Elements of structural geology. Methuen & Co. Ltd., 1.^a Edición, London.
- HOEPPENER, R. (1955).—Tectonik im Schiefergebirge. *Geol. Rundschau*, vol. 44, pp. 26-58, 10 figs., 1 lám., Stuttgart.
- (1956).—Zum problem der bruchbildung, schieferung und faltung. *Geol. Rundschau*, vol. 45, pp. 247-283, 27 figs., Stuttgart.
- (1960).—Ein beispiel für die zeitliche abfolge tektonischer bewegungen aus dem Rheinischen Schiefergebirge. *Geol. Mijnbouwn*, año 39, pp. 181-188, 9 figs. Gravenhage.
- JARITZ, W. & WALTER, R. (1970).—Faziesuntersuchungen in Altpaläozoikum Nordwest-Spaniens (Asturien und Prov. Lugo). *Geol. Jb.*, vol. 88, pp. 509-552, 6 figs., 14 láms., Hannover.
- JOHNSON, M. R. W. (1956).—Conjugate fold systems in the Moine thrust zone in the Lochcarron and Coulin Forest areas of Western Ross. *Geol. Magazine*, t. 93, pp. 345-350, 2 figs., Hertford.
- (1957).—The structural geology of the Moine Thrust Zone in Coulin Forest, Western Ross. *Quat. Jour. Geol. Soc. London*, vol. CXIII, part 2, n.º 450, pp. 241-270, 11 figs., 3 láms., London.
- (1958-1959).—The structural history of the Moine Thrust Zone at Lochcarron, Western Ross. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, vol. LXIV, n.º 7, pp. 139-168, 14 figs. 1 map., Edinburgh.
- JULIVERT, M. (1965).—Sur la tectonique hercynienne à nappes de la chaîne cantabrique (étude géologique de la région à l'Est du bassin houiller central, Espagne). *Bull. Soc. Géol. France*, t. 7, (7.^a ser.), n.º 4, pp. 644-651, 2 figs., Paris.

- JULIVERT, M. (1967 a).—La ventana tectónica del Río Color y la prolongación septentrional del Manto del Ponga (Cordillera Cantábrica, España). *Trabajos de Geol.*, Universidad de Oviedo n.º 1, pp. 1-26, 3 figs., 1 map., Oviedo.
- (1967 b).—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, 5 figs. 1 map., Oviedo.
- (1971 a).—Decollement tectonics in the Hercynian Cordillera of Northwest Spain. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 270, n.º 1, pp. 1-29, 7 figs., New Haven.
- (1971 b).—L'évolution structurale de l'arc asturien. *Inst. Français Petr.*, «Colloques et Séminaires» n.º 22 (Histoire structurale du Golfe de Gascogne), vol. 1, 28 pp. 4 figs., Edit. Technip, París.
- & MARCOS, A. (1970).—Mapa geológico de España, E. 1 : 200.000, Hoja n.º 9 (Cangas del Narcea). Memoria explicativa por M. JULIVERT & A. MARCOS. *Inst. Geol. Min. España*, Madrid.
- (in litt.).—Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian Zone (Hercynian Cordillera; NW Spain). *Amer. Jour. Sci.*, New Haven.
- & MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1967).—Sobre el contacto entre el Cámbrico y el Precámbrico en la parte meridional de la Cordillera cantábrica y el papel del Precámbrico en la orogénesis herciniana. *Acta Geol. Hispánica*, Año II, pp. 107-110, 3 figs., Barcelona.
- & PELLO, J. (1967).—Las dos etapas de deformación herciniana en la Cordillera cantábrica y el trazado de sus estructuras. *Acta Geol. Hispánica*, Año II, n.º 4, pp. 77-81, 2 figs., Barcelona.
- MARCOS, A. & TRUYOLS, J. (1972).—L'évolution paléogéographique du NW de l'Espagne pendant l'Ordovicien-Silurien. *Bull. Soc. Géol. Mineral. Bretagne*, Rennes.
- PELLO, J. & FERNÁNDEZ-GARCÍA, L. (1968).—La estructura del Manto de Somiedo (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, n.º 2, pp. 1-44, 15 figs., 1 mapa, Oviedo.
- FONTBOTE, J. M., RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1972).—Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. *Inst. Geol. Min. Esp.*, Madrid.
- MARCOS, A., PHILIPPOU, A. & HENRY, J. L. (1968).—Nota sobre la extensión de las pizarras ordovícicas al E de la Cuenca Carbonífera Central de Asturias. *Breviora Geol. Astur.*, Año XII, n.º 4, pp. 1-4, 1 fig., Oviedo.
- KANIS, J. (1956).—Geology of the eastern zone of the Sierra del Brezo (Palencia, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, vol. 21, pp. 377-445, 27 figs., 3 láms., 1 map., 2 láms. f. t., Leiden.
- LOTZE, F. (1929).—Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Beit. z. Geol. West. Medit. Gebiet.*, n.º 3, *Abh. Gesell. Wissens. Göttingen Math.-Phys. Kl.*, N. F., t. XIV, n.º 2, Berlin. (Traducido por M. SAN MIGUEL DE LA CÁMARA: Estratigrafía y tectónica de las Cadenas Paleozoicas Celtibéricas. *Pub. Extr. Geol. España*, t. VIII, 313 pp., 44 figs., 16 láms., 1 map., Madrid 1954-1955).
- (1945 a).—Einige probleme der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, n.º 6, pp. 1-12 Berlín (Traducido por J. M.ª Ríos: Algunos problemas de la Meseta Ibérica. *Pub. Extr. Geol. España*, t. V, pp. 43-58, 1 fig., Madrid 1950).
- (1945 b).—Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, n.º 6, pp. 78-92, Berlín (Traducido por J. M.ª Ríos: Observaciones respecto a la división de los variscides de la Meseta Ibérica. *Pub. Extr. Geol. España*, t. V, pp. 149-166, 1 fig. 2 cuadros, Madrid 1950).
- (1956 a).—Das Präkambriums Spaniens. *Neues Jb. Geol. Paläont., Mh.*, t. 8, pp. 373-380, Stuttgart (Traducido por J. GÓMEZ DE LLARENA: El Precámbrico en España. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 60, pp. 227-240, Madrid 1960).
- (1956 b).—Über sardische Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyn-tischen Faltung. *Geotek. Symp. zu Ehren von H. Stille*, pp. 128-139, Stuttgart.
- (1957).—Zum Alter nordwestspanischer Quatzit-Sandstein-Folgen. *Neues Jb. Geol. Paläont., Mh.*, vol. 10, pp. 464-471, Stuttgart.
- (1958).—Zur Stratigraphie des spanischen Kambriums *Geologie*, año 7, n.º 3-6, pp. 727-750, Berlín (Traducido por J. GÓMEZ DE LLARENA: Sobre la Estratigrafía del Cámbrico Español. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 61, pp. 131-164, Madrid 1961).
- & SZUY, K. (1961).—Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie. *Akad. Wiss. Lit., Abh. math. naturw. Kl.*, n.º 6-8, pp. 1-411 (283-693), 34 láms., Mainz (Traducido por J. GÓMEZ DE LLARENA: El Cámbrico de España. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 75, 256 pp., 48 figs., Madrid 1970).

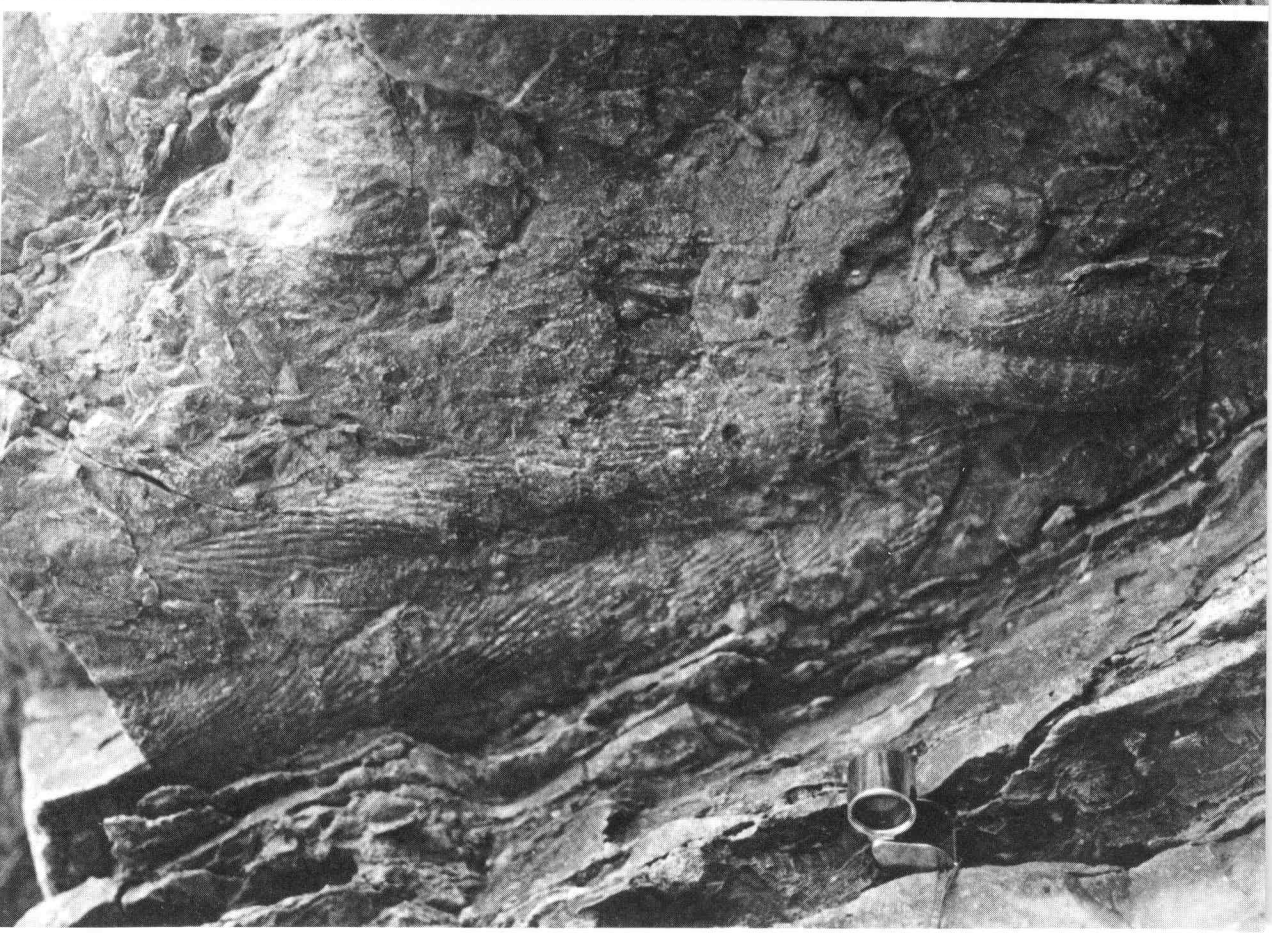
- LLOPIS LLADO, N. (1961).—Estudio geológico del plutón de Boal (Asturias) y sus yacimientos de wolframio. *Brev. Geol. Astur.*, año V, n.º 3-4, pp. 3-52, 11 figs., 1 lám. 2 maps., Oviedo.
- (1963).—Estudio geológico de los alrededores de Lluarca (Asturias). *Bol. Inst. Geol. Min. España*, n.º 74, pp. 15-72, 26 figs., 7 láms., 1 map. f. t., Madrid.
- & MARTÍNEZ ALVAREZ, J. A. (1961).—Reseña crítica del «Precámbrico de España» por F. LOTZE. *Brev. Geol. Astur.*, año V, n.º 1-2, pp. 48-51, Oviedo.
- & SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. (1961).—Sobre la existencia de una orogenia arcaica en el centro de España y sus relaciones con Asturias. *Brev. Geol. Astur.*, año V, n.º 3-4, pp. 53-72, 1 fig., 2 láms., Oviedo.
- (1962).—Sur l'existence d'une tectonique archéenne au centre de l'Espagne. *C. R. somm. Soc. Geol. France*, n.º 8, p. 245, París.
- MARCOS, A. (1968).—La tectónica de la unidad de La Sobia-Bodón. *Trabajos de Geol.*, Universidad de Oviedo, n.º 2, pp. 59-87, 11 figs., 2 maps., Oviedo.
- (1970).—Sobre la presencia de un flysch del Ordovícico superior en el occidente de Asturias (NW de España). *Brev. Geol. Astur.*, año XIV, n.º 2, pp. 13-23, 18 figs., Oviedo.
- (1971 a).—Las deformaciones hercínianas en el occidente de Asturias: la segunda fase de deformación y su extensión en el NW de la Península. *Brev. Geol. Astur.*, año XV, n.º 1, pp. 2-6, 5 figs., Oviedo.
- (1971 b).—Cabalgamientos y estructuras menores asociadas originados en el transcurso de una nueva fase hercíniana de deformación en el occidente de Asturias (NW de España). *Brev. Geol. Astur.*, año XV, n.º 4, pp. 59-64, 5 figs., Oviedo.
- & PHILIPPOT, A. (1972).—Nota sobre el Silúrico del Occidente de Asturias (NW de España). *Brev. Geol. Astur.*, Año XVI, n.º 3, pp. 39-42, 2 fig., Oviedo.
- MATTE, Ph. (1963).—Sur la structure du Paléozoïque de la Sicra de Caurel (NW de l'Espagne). *C. R. somm. Soc. Géol. France*, fasc. 7, pp. 243-245, 1 fig., París.
- (1964).—Remarques préliminaires sur l'allure des plis hercyniens en Galice orientale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 259, pp. 1981-1984, 2 figs., París.
- (1967 a).—La schistosité primaire dans l'arc hercynien de Galice; variation de son pendage parallèlement et perpendiculairement aux structures, et rôle des phases de déformation ultérieures. *In. Colloque sur les étages tectoniques*, pp. 243-251, 4 figs., Neuchâtel.
- (1967 b).—Le Précambrien supérieur schisto-gréseux de l'Ouest des Asturies (Nord-Ouest de l'Espagne) et ses relations avec les séries précambriennes plus internes de l'arc galicien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 264, pp. 1769-1772, 1 fig., París.
- (1968 a).—Précisions sur le Précambrien supérieur schisto-gréseux de l'Ouest des Asturies. Comparaison avec les autres affleurements précambriens du Nord-Ouest de l'Espagne. *Rev. géogr. phys. Géol. dynam.*, 2.^a ser., vol. X, fasc. 3 pp. 205-211, 4 figs., París.
- (1968 b).—La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Geol. Alpine*, t. 44, pp. 1-127, 128 figs., 3 láms., Grenoble.
- (1969).—Les kink-bands. Exemple de déformation tardive dans l'hercynien du Nord-Ouest de l'Espagne. *Tectonophysics*, vol. 7, n.º 4, pp. 309-322, 12 figs., Amsterdam.
- MAXWELL, J. C. (1962).—Origin of slaty and fracture cleavage in the Delaware water Gap Area, New Jersey and Pennsylvania. *Mem. Geol. Soc. America* (Buddington vol.), pp. 281-311, Boulder.
- MELÉNDEZ, B. & ASENSIO AMOR, I. (1964).—El yacimiento de trilobites del Cámbrico Medio de Presa (Monte Pruida, Castropol, Asturias). *Brev. Geol. Astur.*, año VIII, n.º 1-4, pp. 28-36, 1 fig., 2 láms., Oviedo.
- MOHR, C. G. Van der Meer (1969).—The stratigraphy of the Cambrian Lancara Formation between the Luna River and the Esla River in the Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, vol. 43, pp. 233-316, 62 figs., 4 apéndices, Leiden.
- NEVIN, C. M. (1942).—Principles of Structural Geology. John Wiley and Sons Inc., 3.^a Edición, 303 pp., New York
- O'DRISCOLL, E. S. (1962).—Experimental patterns in superposed similar folding. *Jour. Alberta Soc. Petr. Geol.*, vol. 10, pp. 145-167, Adelaida.
- PARGA, J. R. (1969).—Consideraciones sobre la Paleogeografía durante el Cámbrico y Ordovícico en Asturias y Norte de León. *Bol. Geol. Min.*, t. 80, fasc. II, pp. 124-128, 3 figs., Madrid.
- PARGA PONDAL, I. et al. (1967).—Carte géologique du Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique (hercynien et antéhercynien). *Serv. Geol. Portugal*, 1.^a Edición, Lisboa.

- PARCA PONDAL, I., MATTE, Ph. & CAPDEVILA, R. (1964).—Introduction à la géologie de l'«Ollo de sapos». Formation porphyroïde antésilurienne du Nord-Ouest de l'Espagne. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 76, pp. 119-154, 15 figs. Madrid.
- PASTOR GÓMEZ, V. (1962).—Probable área precambriana al NO de León. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 67, pp. 71-80, 1 fig., Madrid.
- PELLO, J. & PHILIPPOT, A. (1967).—Sur la présence du Llanvirn au Puerto Sueve (Zone orientale des Asturies, NW de l'Espagne). *C. R. somm. Soc. Géol. France*, fasc. 4, pp. 156-157, 1 figs., Paris.
- MARCOS, A. & JULIVERT, M. (1970).—Mapa geológico de España. E. 1 : 200.000. Hoja n.º 2 (Avilés). (Memoria explicativa por J. PELLO, M. JULIVERT e A. MARCOS). *Inst. Geol. Min. España*, Madrid.
- PÉREZ-ESTAY, A. (1971).—La ventana tectónica de Villabandín (Antiforme del Narcea, León). *Brev. Geol. Astur.*, año XV, n.º 1, pp. 7-13, 4 figs., Oviedo.
- PETTJOHN, F. P. (1957).—Sedimentary rocks. Harper and Brothers, 2.^a Edición, 1 vol. 718 pp., 173 figs., 119 tab. New York.
- PRADO, C. DE (1857).—Lettre à M. de Verneuil sur les terrains siluriens des Asturies. *Bull. Soc. Géol. France*, 2^{ème} sér., t. XV, pp. 91-93, Paris.
- PRICE, N. J. (1966).—Fault and Joint development in Brittle and semi-brittle rocks, Pergamon Press, 1 vol. 176 pp., 58 figs., Oxford.
- PRIEM, H. N. A. *et al.* (1970).—Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula. *Eclogae Geol. Helvet.*, vol. 63, n.º 1, pp. 255-274, 7 figs., Basle.
- RAMSAY, J. G. (1967).—Folding and fracturing of rocks. Mc Graw Hill Co., 1 vol. 568 pp., New York.
- RIBEIRO, A. (1970).—Position structurale des Massifs de Morais et Bragança (Tras-os-Montes). *Com. Ser. Geol. Portugal*, t. LIV, pp. 115-138, 5 figs., Lisboa.
- RIEMER, W. (1963).—Entwicklung des Paläozoikums in der südlichen Provinz Lugo. *Neues Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 117 (Festband LOTZE), pp. 273-285, Berlín.
- (1965).—Untersuchungen am Ostrand der galicischen Kristallinzone (Spanien). *Neues Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 121, n.º 3, pp. 174-284, Stuttgart.
- (1966).—Datos para el conocimiento de la Estratigrafía de Galicia. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 81, pp. 7-20, 4 figs., Madrid.
- RIES, A. C. & SHACKLETON, R. M. (1971).—Catazonal complexes of North-West Spain and North Portugal, remnants of a Hercynian Thrust Plate. *Nature (Physical Science)*, vol. 234, n.º 47 (22 Nov.), pp. 65-68 y 79, 2 fig.
- RODGERS, J. (1960-62).—L'emploi pratique de la schistosité dans la tectonique local. *Mem. Soc. Géol. France* (Livre mem. Prof. P. FALLOT), pp. 83-96, 6 figs., Paris.
- RUIZ, F. (1971).—Geología del sector Norte del anticlinorio del Narcea. *Brev. Geol. Astur.*, año XV, n.º 3, pp. 39-46, 4 figs., Oviedo.
- RUPKE, J. (1965).—The Esla Nappe, Cantabrian Mountains (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, vol. 32, pp. 1-74, 34 figs., 6 láms. f. t., Leiden.
- SANDER, B. (1930).—Gefügekunde der Gesteine. Springer-Verlag OHG, Berlín.
- SCHULZ, G. (1858).—Descripción geológica de la provincia de Oviedo. Edit. José González, 1 vol. 138 pp., 1 map. 1 : 400.000 (fecha 1857), 1 map. topográfico, 1 lám. cortes, Madrid.
- SDZUY, K. (1968).—Biostratigrafía de la griotte cámbrica de los Barrios de Luna (León) y de otras sucesiones comparables. *Trabajos de Geol.*, Universidad de Oviedo, n.º 2, pp. 45-58, 1 fig., Oviedo.
- (1971).—La subdivisión biostratigráfica y la correlación del Cámbrico medio de España. *I Congr. Hispano-Luso-Americano Geol. Econom.*, sección I (Geol.), t. II pp. 769-782, 2 tabs., Madrid-Lisboa.
- SEILACHER, A. (1964).—Biogenic sedimentary structures. In J. IMBRIE & N. D. NEWELL (Edit.): *Approaches to Paleogeology*, p. 296, John Wiley and Sons Inc., New York.
- (1967).—Bathymetry of trace fossils. *Marine Geol.*, vol. 5, p. 413, Amsterdam.
- & CRIMES, T. P. (1969).—«European» species of Trilobite burrows in Eastern Newfoundland. *Am. Ass. Petr. Geol. Mem.* 12, North Atlantic Geology and Continental Drift, pp. 145-148, 1 fig., 1 lám., Tulsa.
- SITTER, L. U. DE (1961).—Le Précambrien dans la chaîne cantabrique. *C. R. somm. Soc. Géol. France*, fasc. 9, p. 253, Paris.
- (1962).—The structure of the Southern slope of the Cantabrian Mountains. *Leidse Geol. Meded.*, vol. 226, pp. 255-264, 3 láms. f. t., Leiden.

- SITTER, L. U. De (1964).—Structural Geology. Mc. Graw Hill Co., 2.^a Edición, 1 vol. 551 pp., New York.
- SPRY, A. (1969).—Metamorphic textures. Pergamon Press, 1 vol. 350 pp., Oxford.
- SUÁREZ MÉNDEZ, O. (1970).—Estudio petrológico de los afloramientos plutónicos de la zona occidental Astur-leonesa (NW de España). Tesis Doct. Univ. Salamanca, 283 pp., 81 figs., 35 láms., Salamanca.
- (1971).—Estudio petrológico del plutón de Boal (Asturias, NW de España). *Studia Geol.*, Universidad de Salamanca, vol. II, pp. 93-113, 14 figs., Salamanca.
- & SUÁREZ S, V. (1970).—Sobre las rocas plutónicas de la zona de Tapia (Asturias, España). *Bol. Geol. Min.* t. LXXXI, fasc. 2-3, pp. 43-49, 3 figs., 1 map., Madrid.
- TURNER, F. & WEISS, L. (1963).—Structural analysis of metamorphic tectonites. Mac Graw Hill Co., 1 vol. 545 pp., New York.
- VALDÉS LEAL, J. (1965).—La tectónica de Los Oscos (Asturias) *Est. Geol.*, vol. XX, pp. 271-283, 13 figs., 2 maps., 2 láms. cortes, Madrid.
- (1967).—Esquema geotectónico del occidente de Asturias. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 99-100, pp. 181-186, 1 fig., Madrid.
- VEGAS, R. (1971).—Geología de la región comprendida entre la Sierra Morena occidental y la Sierra del N de la provincia de Cáceres (Extremadura española). *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXII, fasc. 3-4, pp. 135-142, 1 fig., Madrid.
- VOLL, G. (1960).—New work on petrofabrics. *Liverpool & Manchester Geol. Jour.*, vol. 2, pp. 503-567, 22 figs., 2 láms., Liverpool.
- WAGNER, R. H. (1965).—Paleobotanical dating of Upper Carboniferous folding phases in NW Spain. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 66, pp. 1-169, 1 fig., 77 láms., Madrid.
- WALKER, R. G. (1967).—Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. *Jour. Sed. Petrol.*, vol. 37, n.º 1, pp. 25-43, 11 figs., Menasha.
- WALTER, R. (1963).—Beitrag zur stratigraphie das Kambriums in Galicien (Nordwest-Spanien). *Neues Jb. Geol. Paläont. Abh.*, t. 117, pp. 360-371, 1 map., Stuttgart.
- (1965).—Die unterschiedliche Entwicklung des Alt-Paläozoikums östlich und westlich des kristallins von Vivero-Lugo (Nordwest-Spaniens). *Neues Jb. Geol. Paläont. Mh.*, vol. 12, pp. 740-753, 3 figs., Stuttgart.
- (1966 a).—Resultado de investigaciones geológicas en el Noroeste de la Provincia de Lugo (NO España). *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 89, pp. 7-16, 3 figs., Madrid.
- (1966 b).—Die Entwicklung des Altpaläozoikums in Nordost-Galicien (NW-Spanien). *Z. deutsch. geol. Ges.*, vol. 115, pp. 919-920, Hannover.
- (1968).—Die Geologie in der nordöstlichen Provinz Lugo (Nordwest-Spanien). *Geotekt. Forsch.*, vol. 27, pp. 3-70, 8 figs., 5 láms., Stuttgart.
- WEISS, L. E. (1959).—Geometry of superposed folding. *Bull. Geol. Soc. America*, vol. 70, pp. 91-106, 12 figs., Boulder.
- & Mc INTYRE, D. B. (1957).—Structural geology of Dalradian rocks at Loch Leven, Scottish Highlans. *Jour. Geol.*, vol. 65, pp. 575-602, Chicago.
- WILSON, G. (1961).—The tectonic significance of small scale structures, and their importance to the geologist in the field. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. LXXXIV, pp. 425-555, 46 figs., 4 láms., Liège.
- ZAMARREÑO, I. (1972).—Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la Zona Cantábrica (NW España) y su distribución paleogeográfica. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, n.º 5, pp. 1-118, 70 figs., 17 láms. Oviedo.
- & JULIVERT, M. (1967).—Estratigrafía del Cámbrico medio del Oriente de Asturias y estudio petrográfico de las facies carbonatadas. *Trabajos de Geol.*, Universidad de Oviedo, n.º 1, pp. 135-163, 7 figs., 8 láms., Oviedo.

LAMINA I

- A) Estromatolito en la Caliza de Vegadeo. Carretera de Fonsagrada a Logares, cerca de Villardíaz.
- B) Niveles con *Bilobites* en las cuarcitas del miembro medio de las Pizarras de Luarca; abajo, *Cruziana furcifera* d'ORBIGNY (Playa de Sabugo, Otur, Luarca).



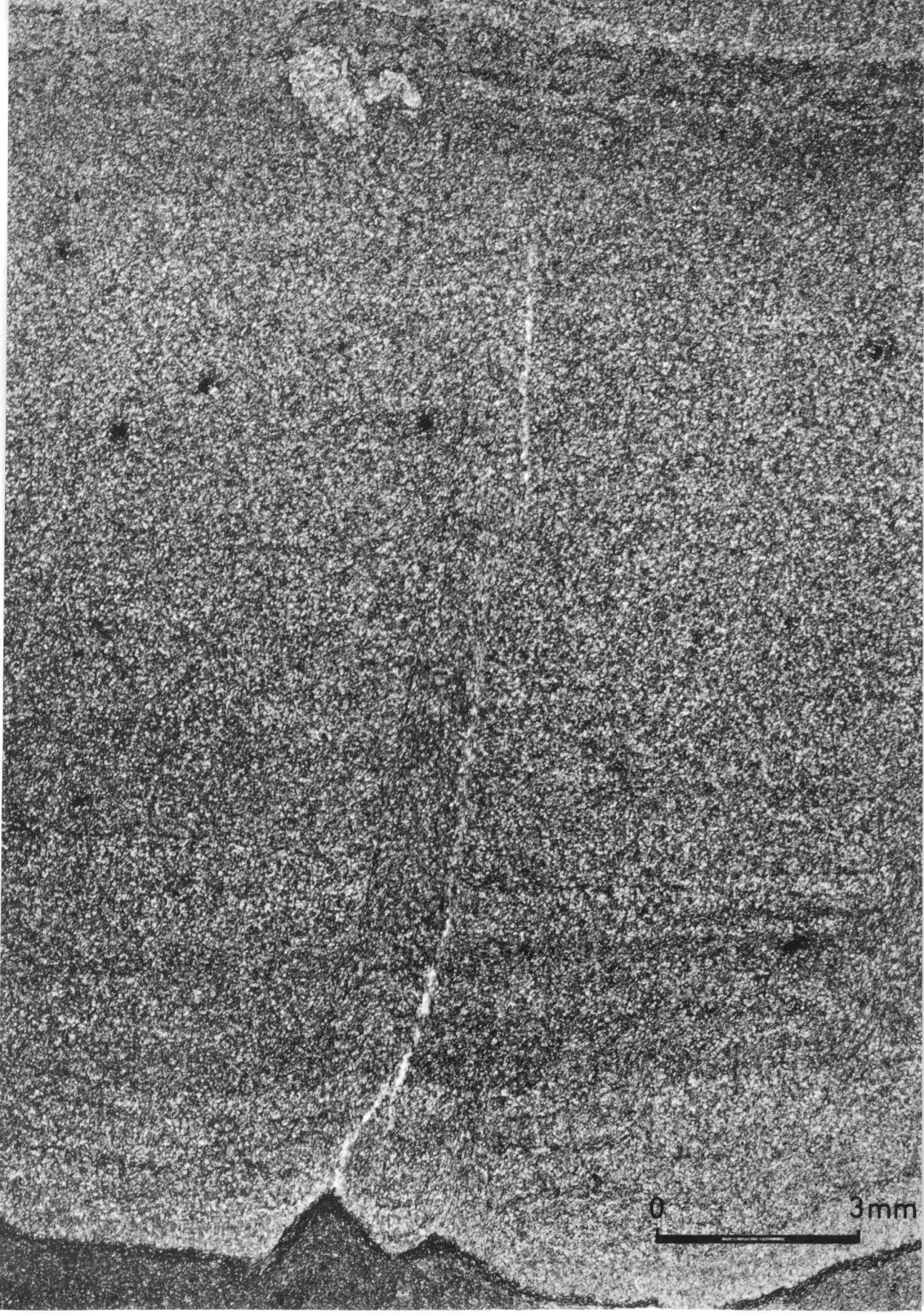
LAMINA II

- A) Estratificación regular en niveles delgados de grauwackas y pelitas. Base de la Formación Agüeira, en la carretera de Pesoz a S. Martín de Oscos, cerca de Baldedo.
- B) Bancos gruesos de grauwackas granoclasificadas en la base de la Formación Agüeira. Carretera de Pesoz a S. Martín de Oscos, cerca del puente sobre el río Agüeira.



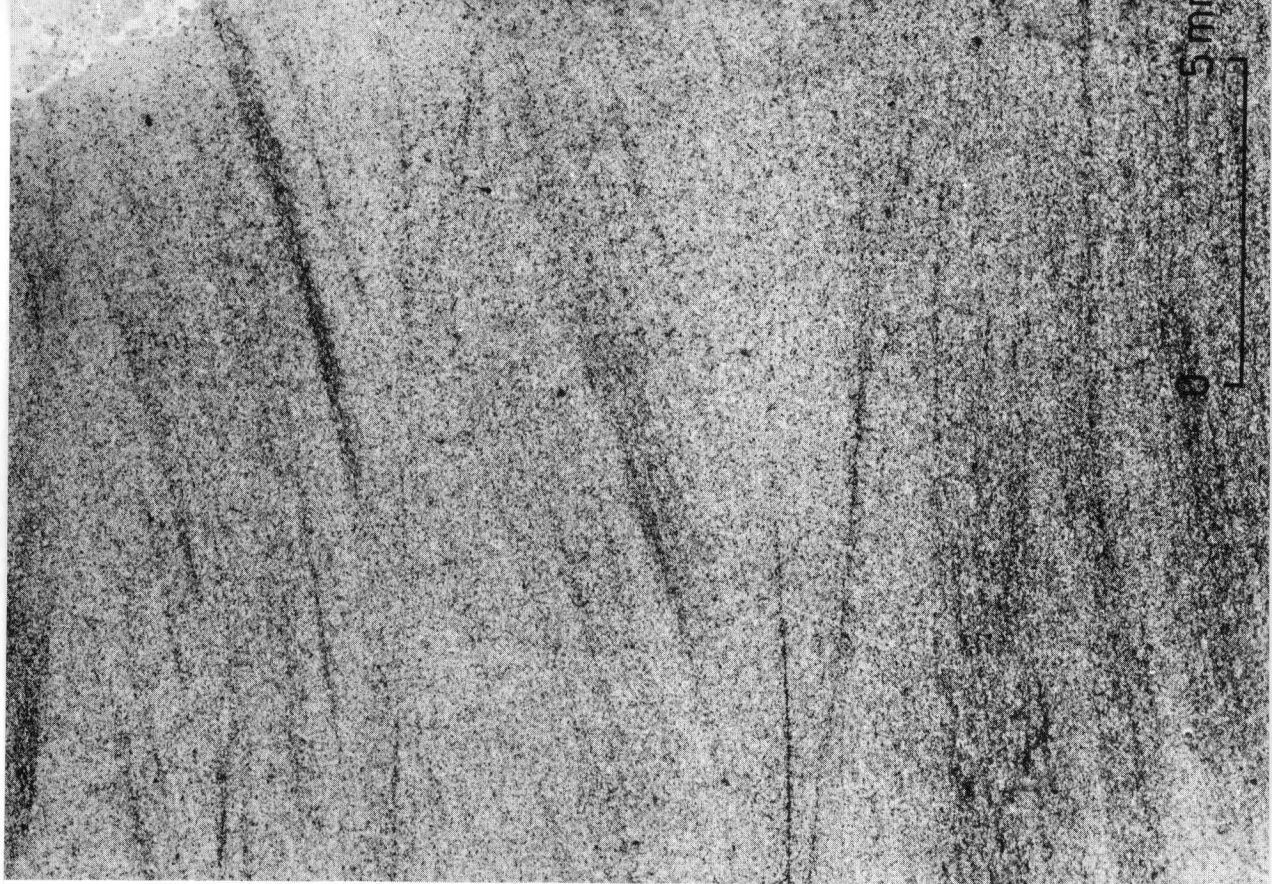
LAMINA III

Grauwacka granoclasificada (división A); puede observarse el contacto neto en el muro de la capa y su progresivo oscurecimiento hacia la parte superior. Formación Agüeira (parte media) en el flanco W del sinclinal de Pesoz.



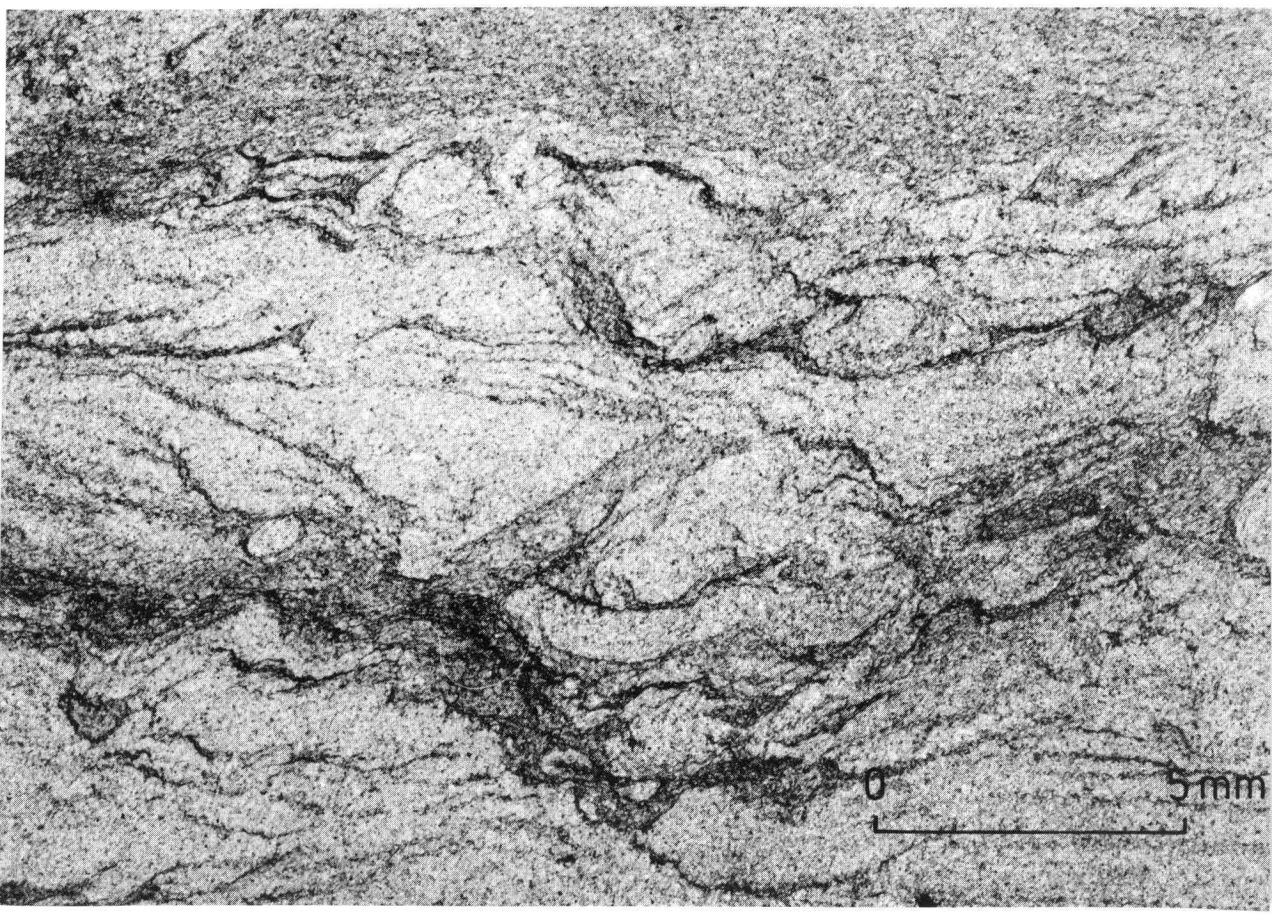
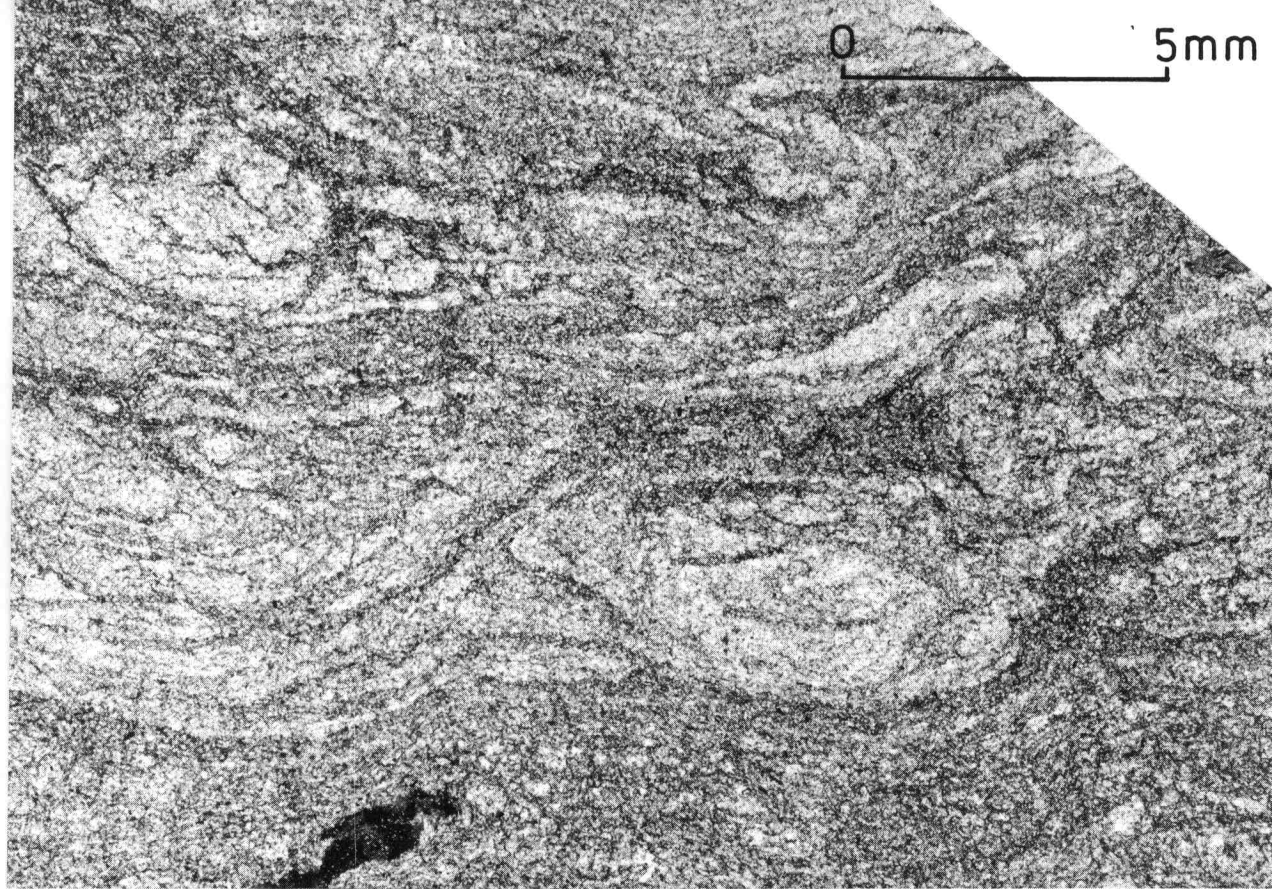
LAMINA IV

Laminaciones cruzadas sobre el terreno (izda.) y a escala microscópica (dcha.) (divisiones C.).
Parte alta de la Formación Agüeira (Km. 66,5 de la carretera de Grandas de Salime a Pesoz).



LAMINA V

- A) División C con convolute lamination (las capas se encuentran distorsionadas, pero alcanza a deducirse su trazado). Misma localidad de Lám. II B.
- B) División C con slump structures (la desorganización del material es mayor que en el caso anterior). Parte alta de la Formación Agüeira en el sinclinal de Pesoz.



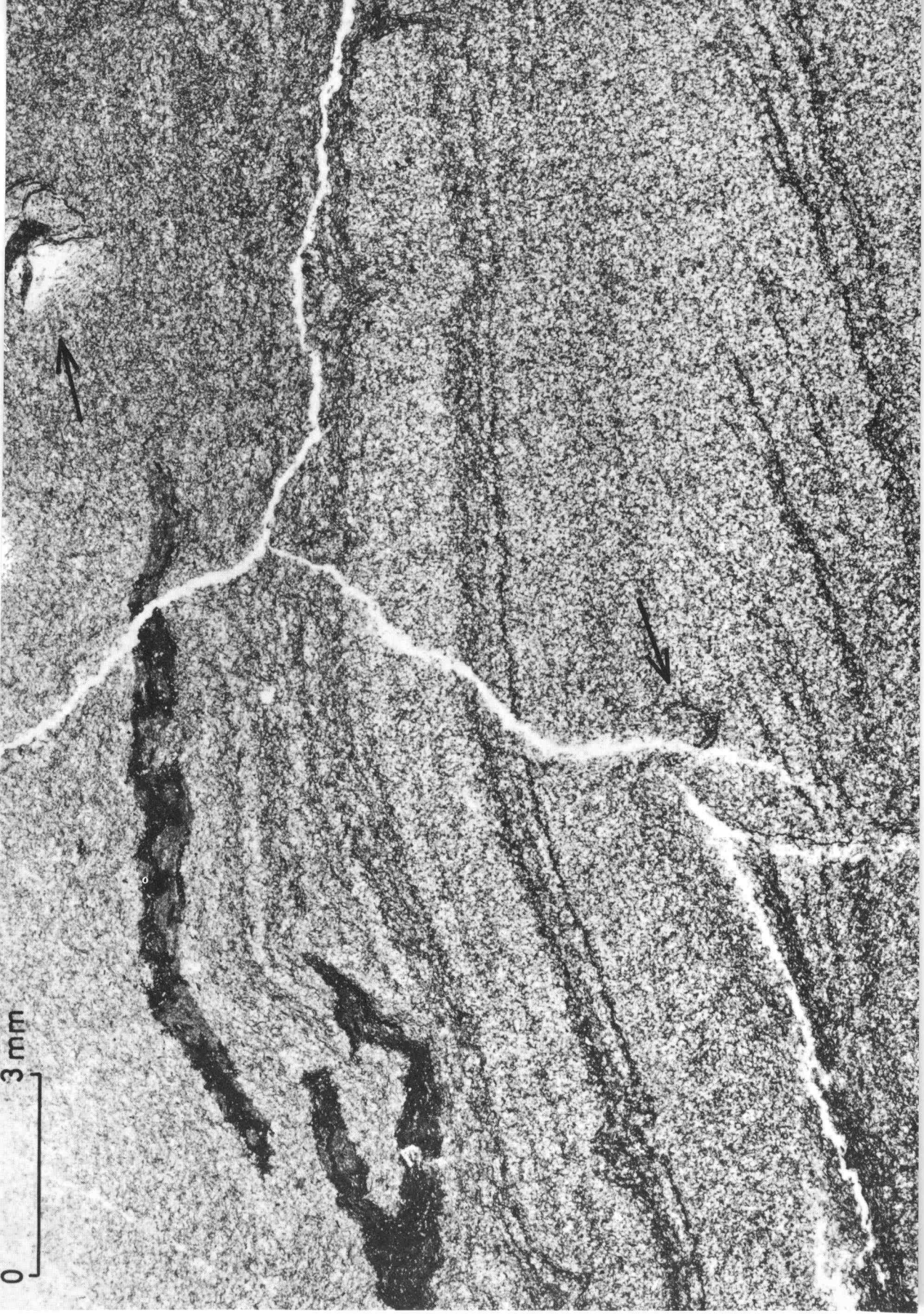
LAMINA VI

Convolute lamination y slump structures en el techo de una capa de grauwacka (división C).
Misma localidad de Lám. II B.



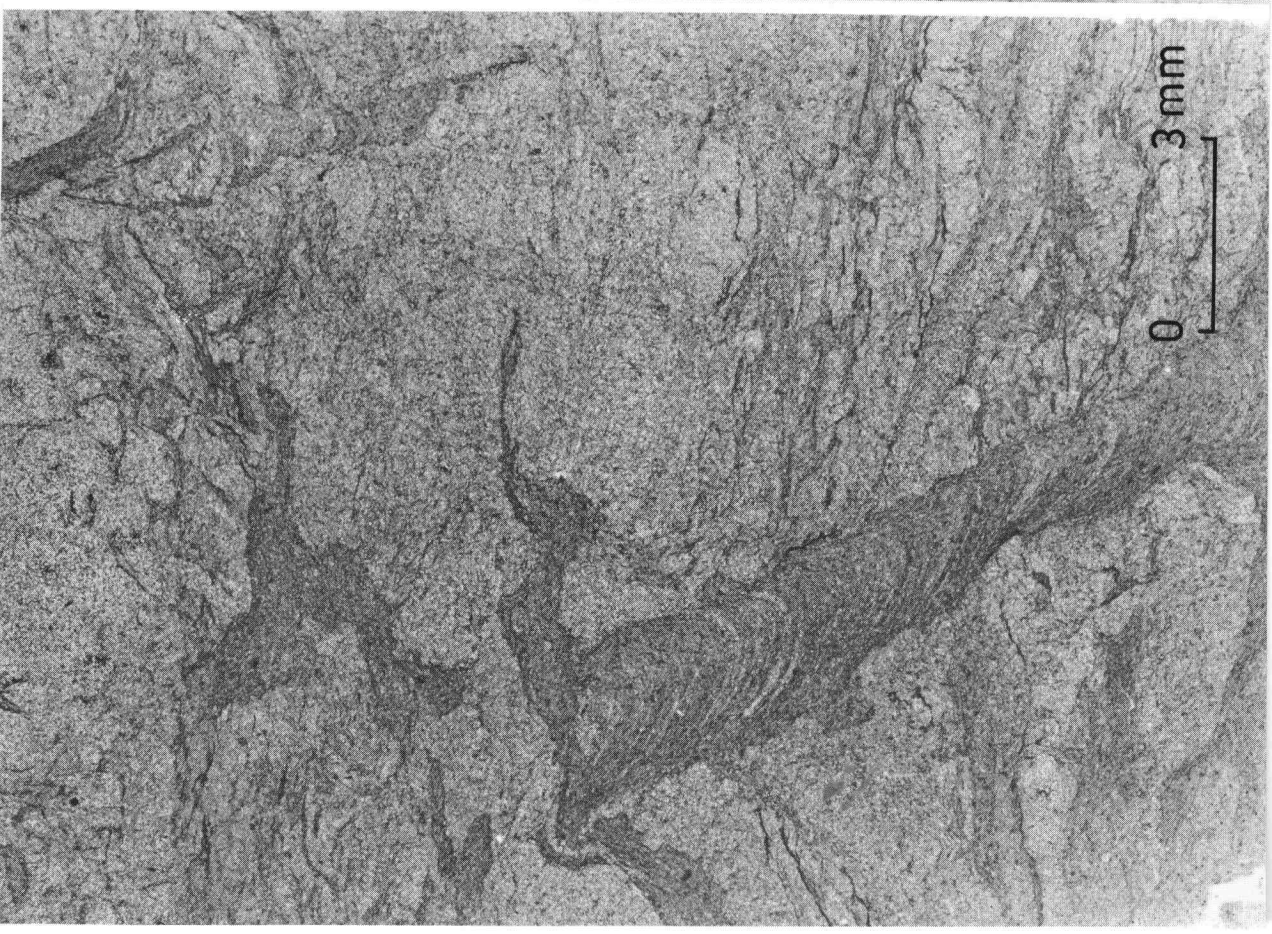
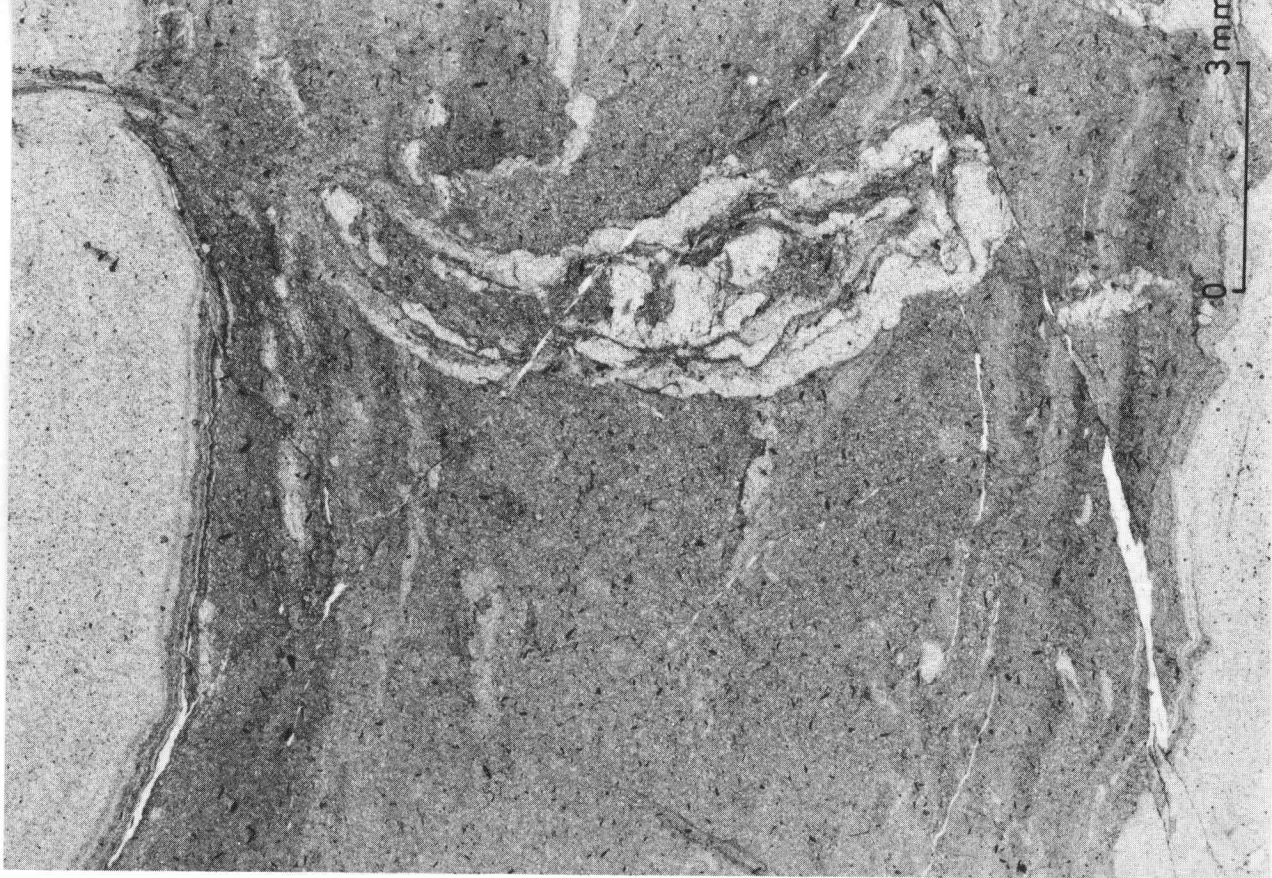
LAMINA VII

Fragmentos de pelitas incluidos en grauwackas (mud clasts). Las flechas señalan restos de un trilobites (arriba) y probablemente un braquiópodo (abajo).



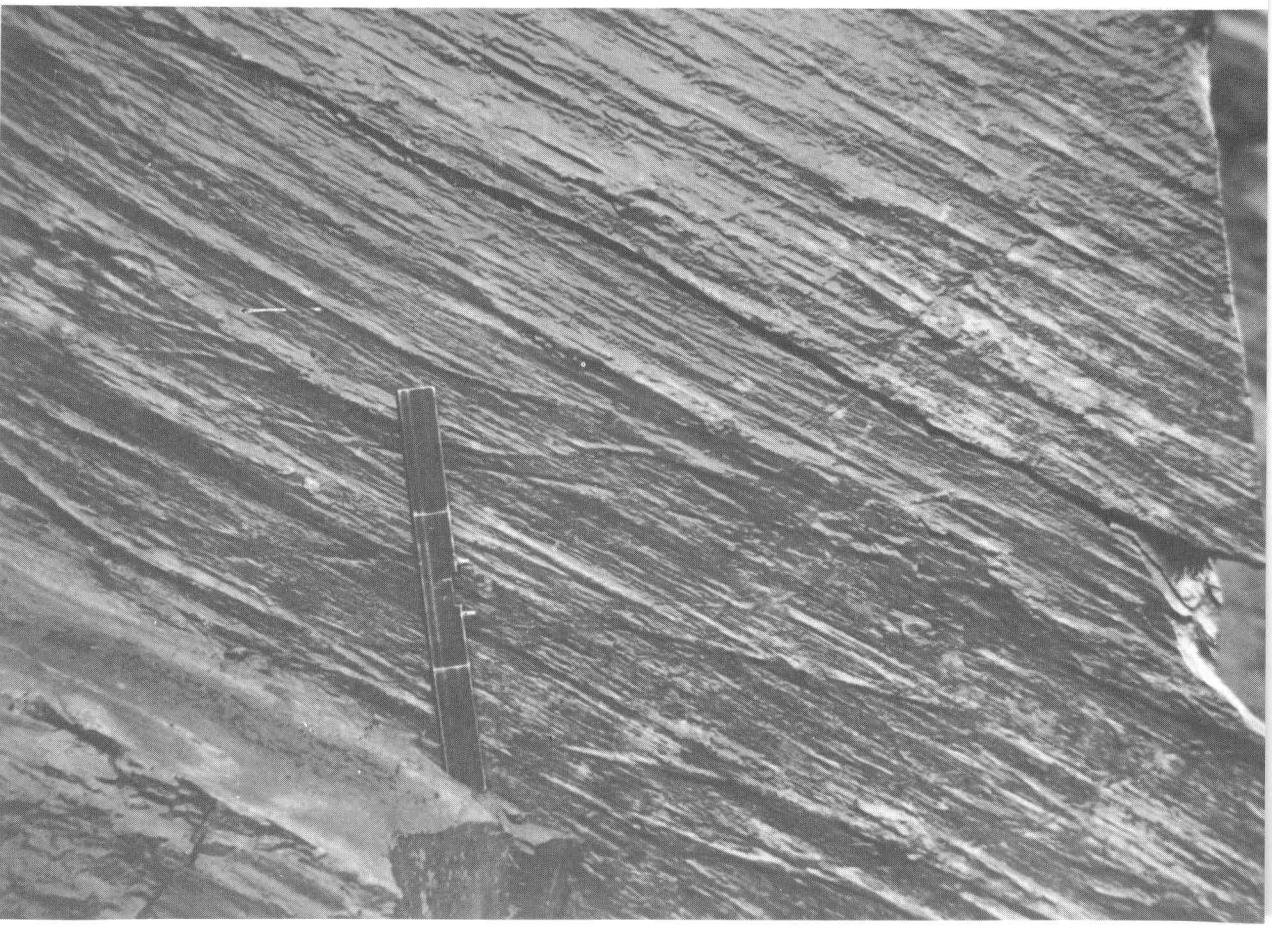
LAMINA VIII

Niveles con bioturbación. Parte alta de la Formación Agüeira, en el sinclinal de Pesoz.



LAMINA IX

Groove marks según varias direcciones, cerca de la base de la Formación Agüeira. Carretera de Pesoz a S. Marián de Ocos, entre S. Pedro de Agüeira y Baldedo.



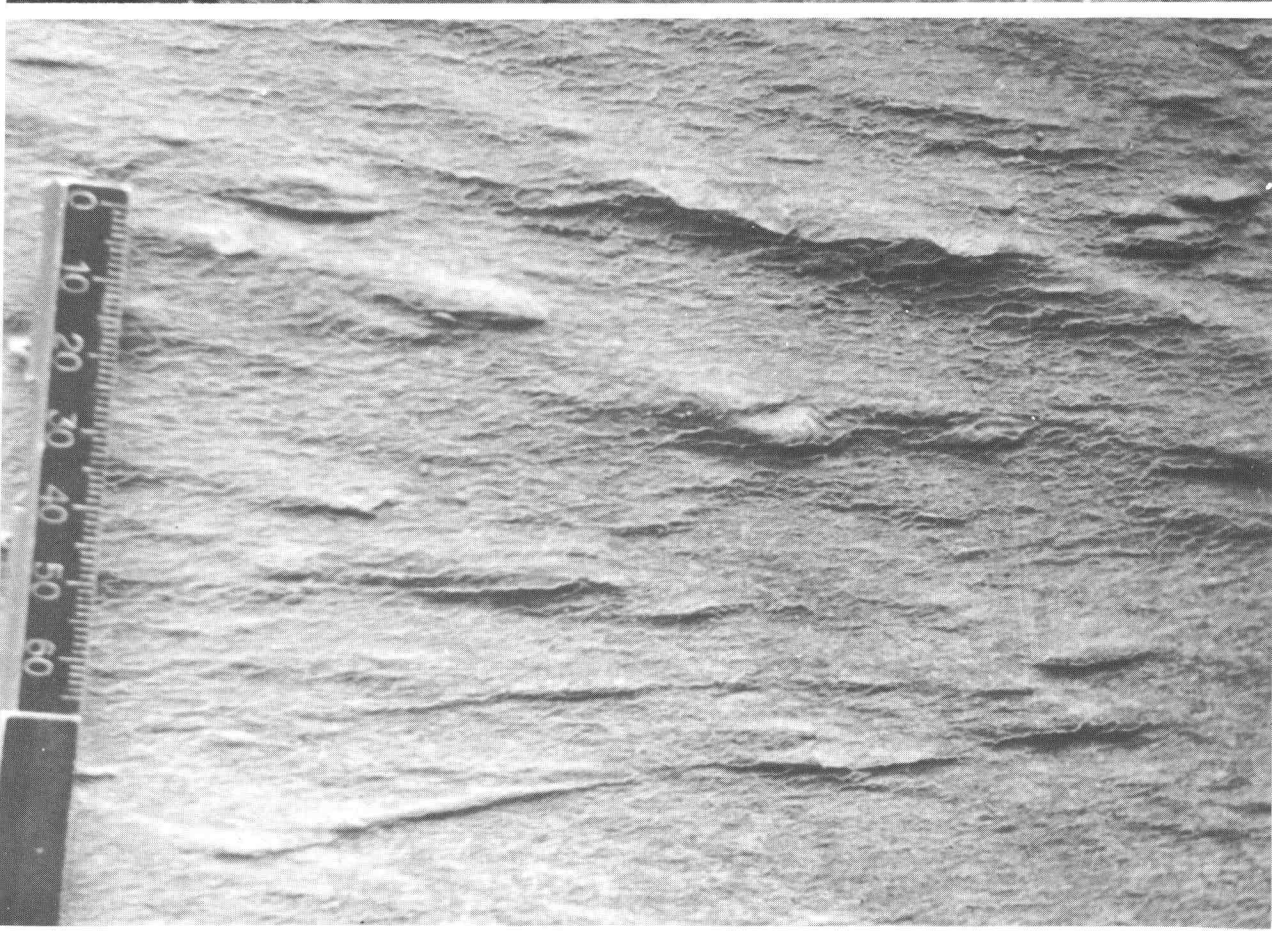
LAMINA X

- A) Groove mark bien individualizado y estriaciones menores (misma localidad de la Lám. anterior).
- B) Groove marks según varias direcciones, cerca de la base de la Formación Agüeria. Carretera de Pesoz a S. Martín de Oscos, en el puente sobre el río Agüeira.



LAMINA XI

Prod marks y detalle de los mismos. Corriente dirigida de derecha a izquierda. Misma localidad de Lám. X B.



LAMINA XII

- A) Flute marks cerca de la base de la Formación Agüeira. Corriente dirigida de derecha a izquierda. Misma localidad de Lám. X B.
- B) Flute marks en la misma localidad de la Lám. IX. Corriente dirigida de derecha a izda.



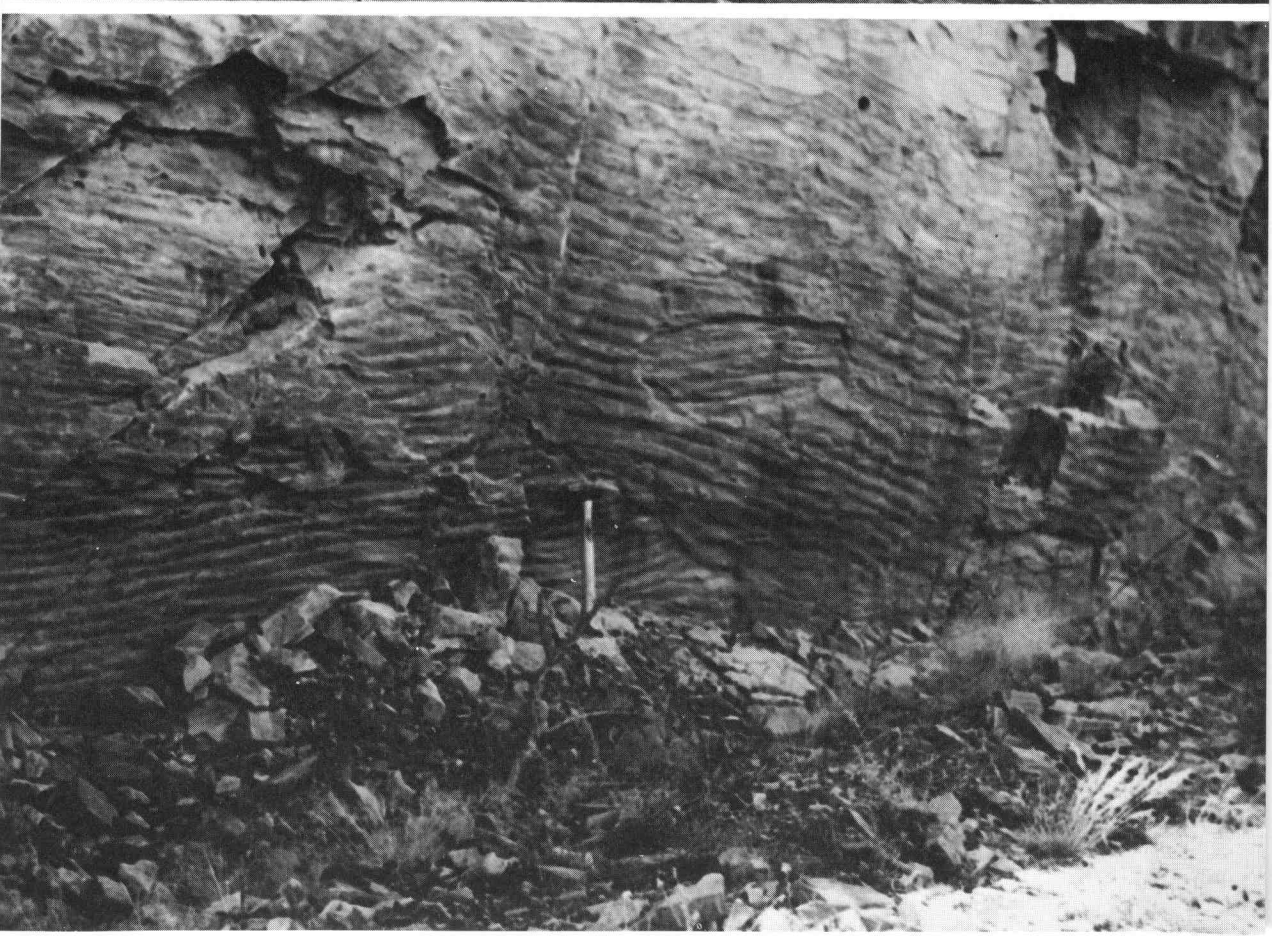
LAMINA XIII

- A) Crescent mark, en una localidad próxima a la de la Lám.XB. Corriente dirigida de derecha a izda. en la fotografía.
- B) Gutter marks en la misma localidad (anchura aproximada del surco, 40 cm.).



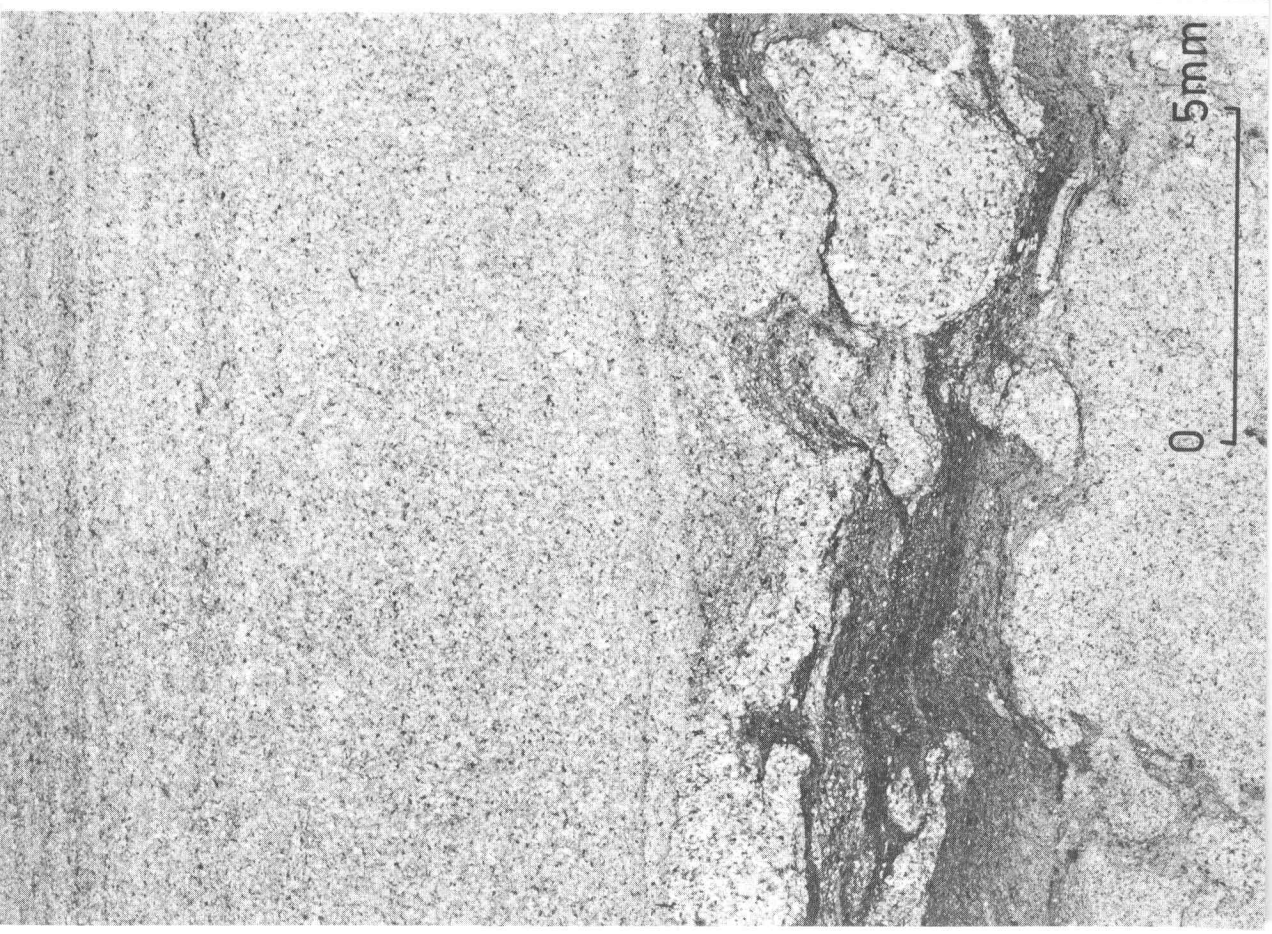
LAMINA XIV

- A) Ripples de origen tectónico; la lineación de intersección (S_3/S_0) se mantiene constantemente paralela a sus líneas de cresta. Puente Boadil (Ibias.)
- B) Ripple marks longitudinales a la dirección de las paleocorrientes (estimada a partir de otras marcas con propiedades direccionales) en diferentes niveles de grauwackas. Formación Agüeira en Puente Boadil (Ibias).



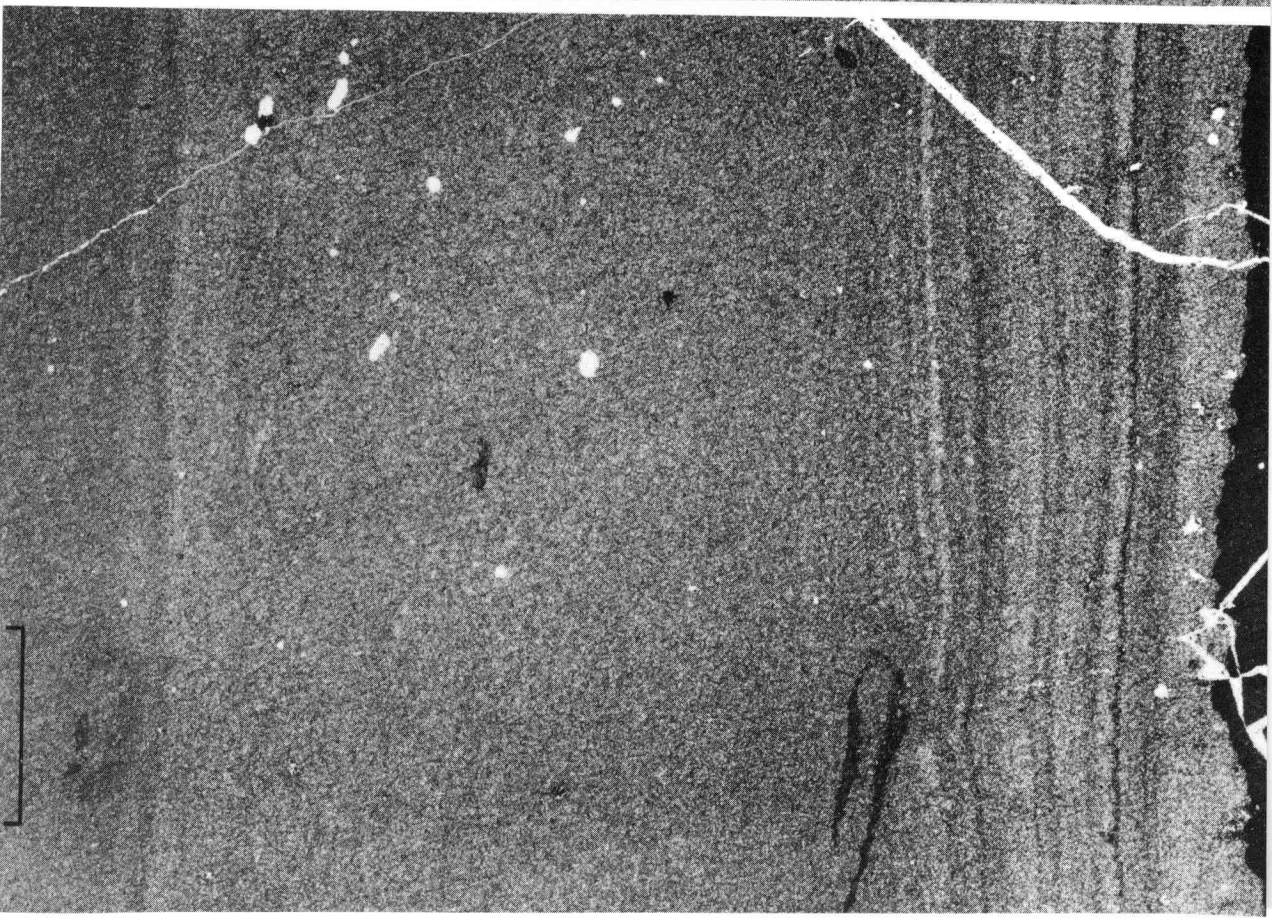
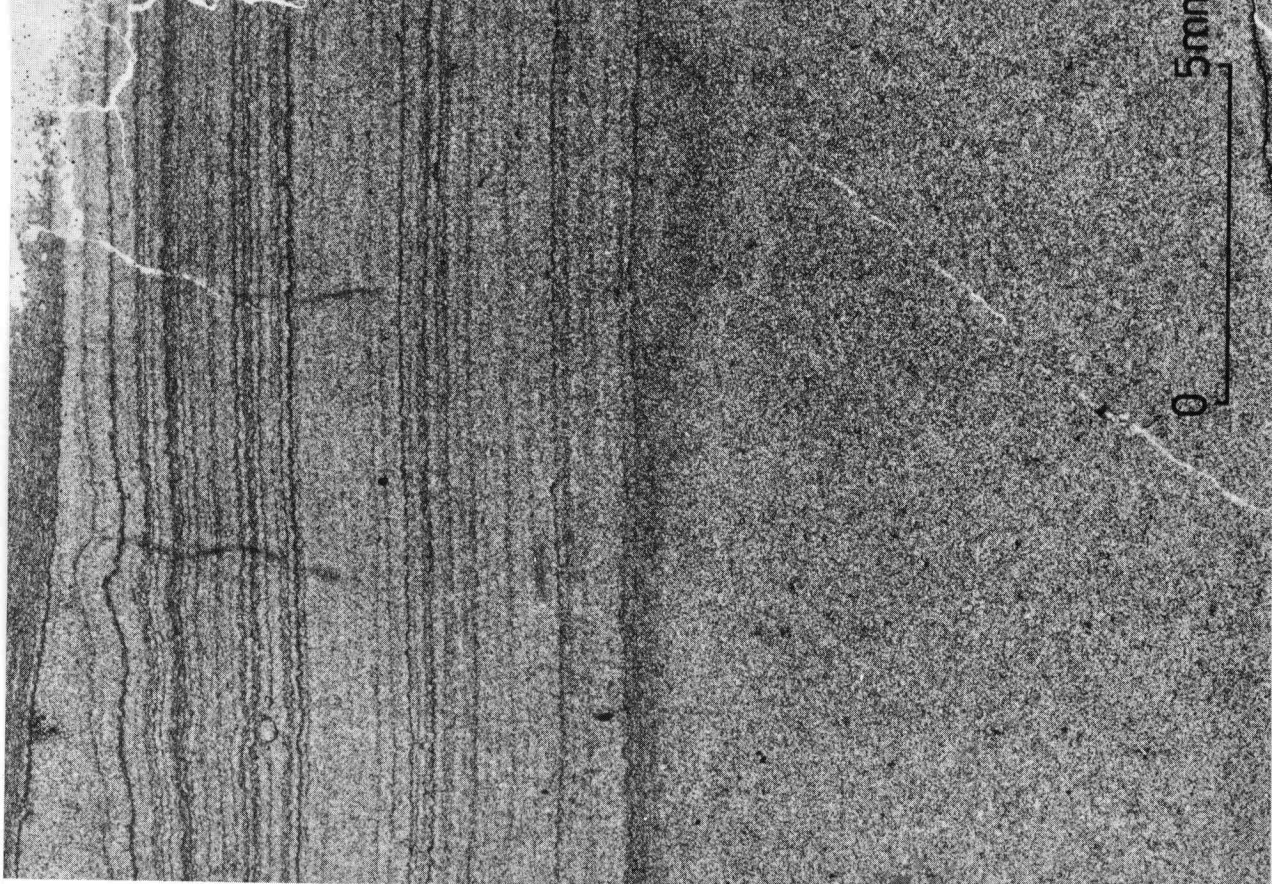
LAMINA XV

- A) (izda.) Secuencia formada por las divisiones A (grabada) y B (laminación paralela) sobre slump structures. Muestra tomada en la misma localidad de Lám. IV.
- B) (dcha.) Secuencia formada por las divisiones A y B (mejor desarrollada). Parte superior de la Formación Agüeira, en el sinclinal de Pesoz.



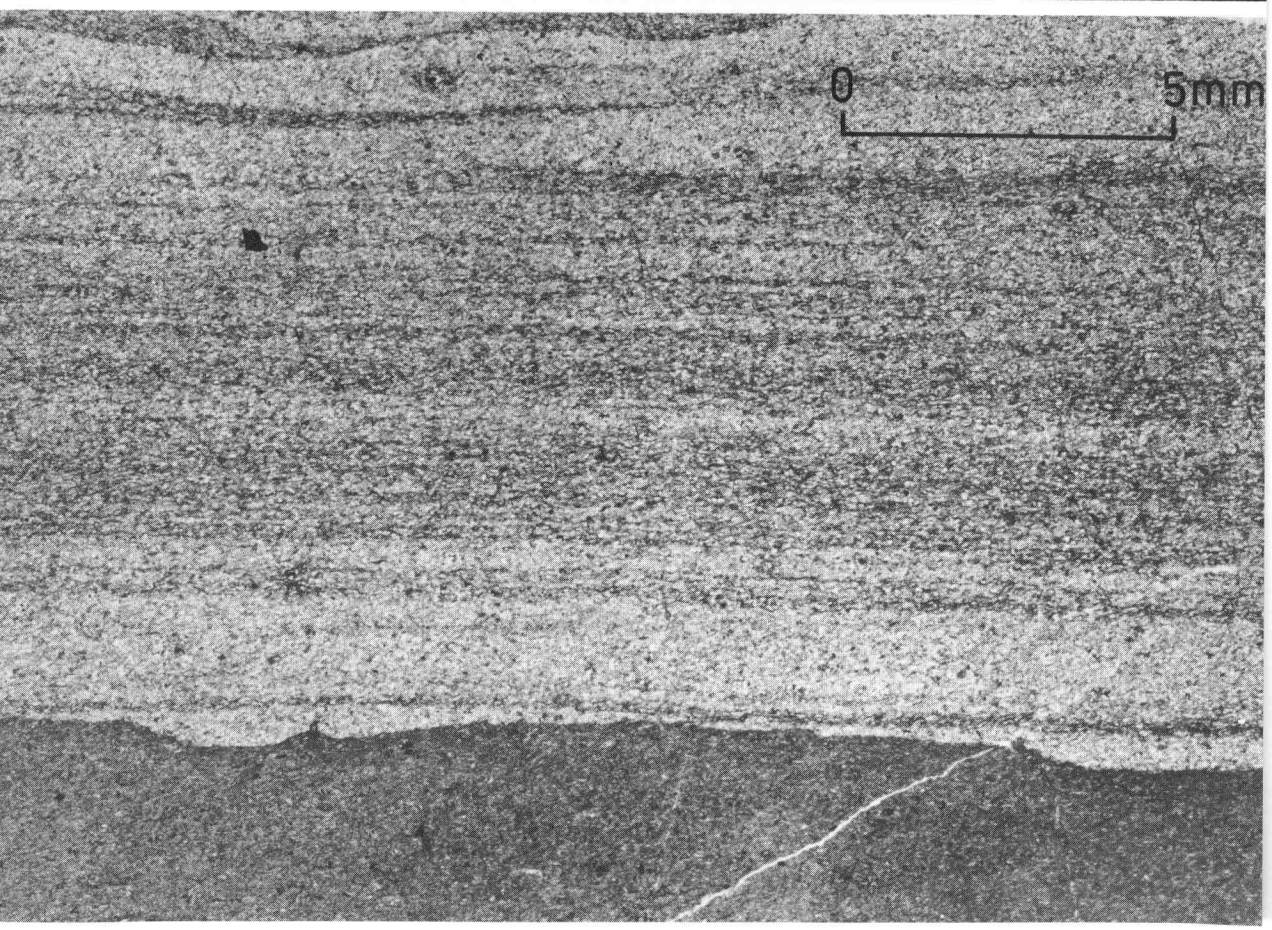
LAMINA XVI

- A) (dcha.) Secuencia formada por las divisiones ABE. Cerca de la localidad de la Lám. IV.
- B) (izda.) División A en el muro de una capa de grauwacka, mostrando en la parte inferior laminación paralela y mud clasts. Misma localidad de Lám. XB.



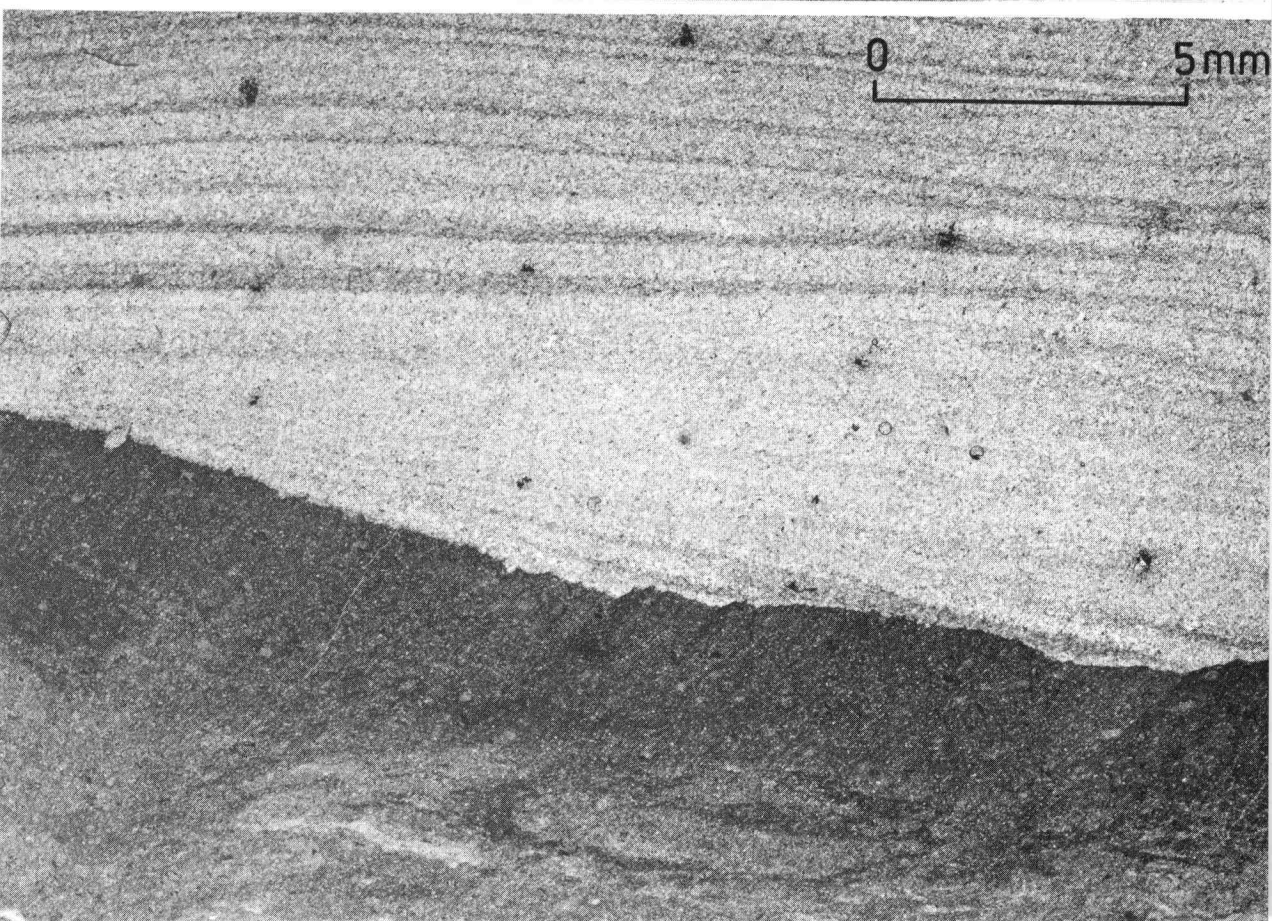
LAMINA XVII

Secuencias comenzando por la división B. Arriba, niveles basales de la Formación Agüeira en el flanco W del sinclinal de Puerto de Vega, en la costa. Abajo, muestra tomada en la parte media de dicha formación, en el flanco W del sinclinal de Pesoz.



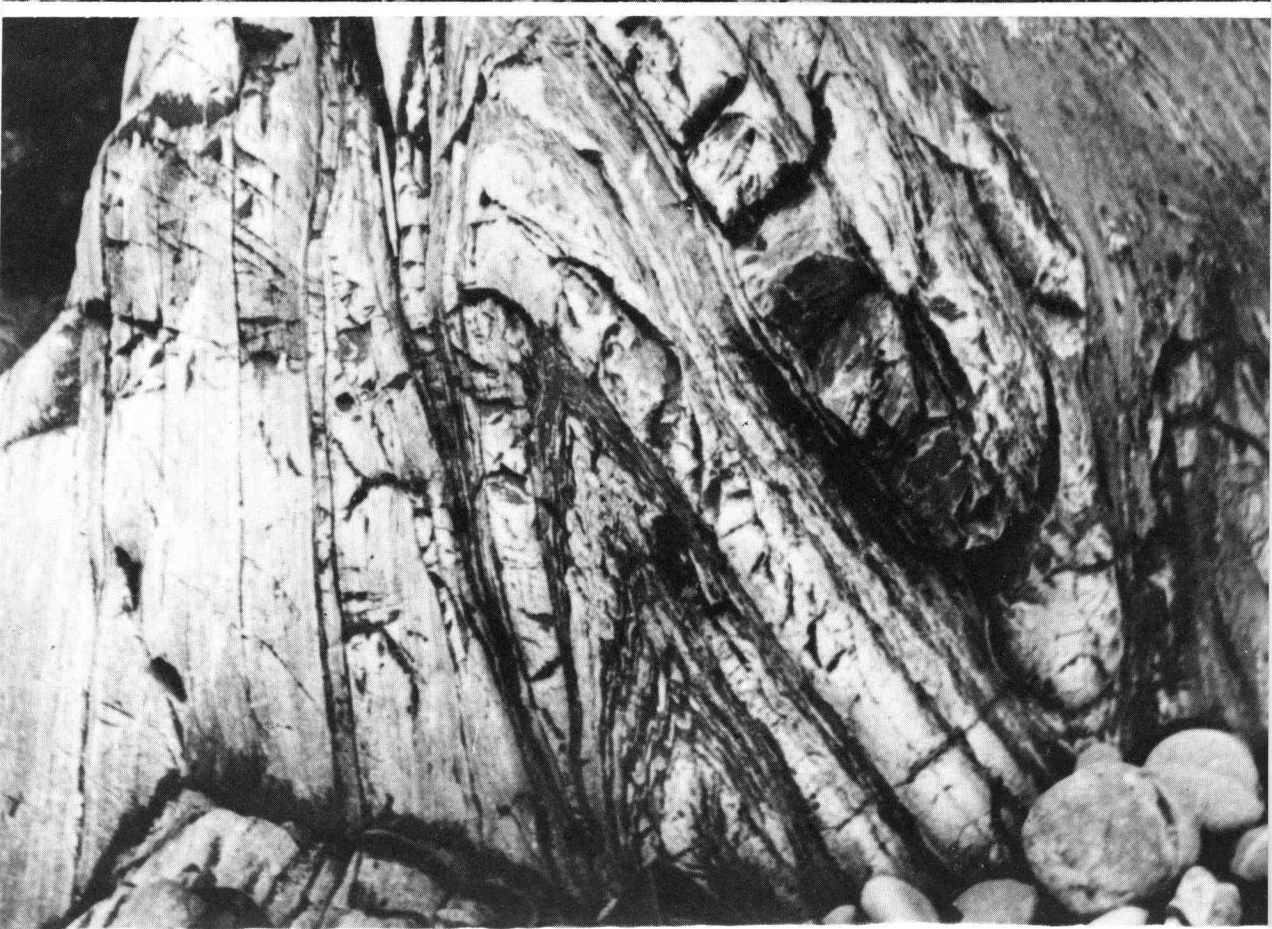
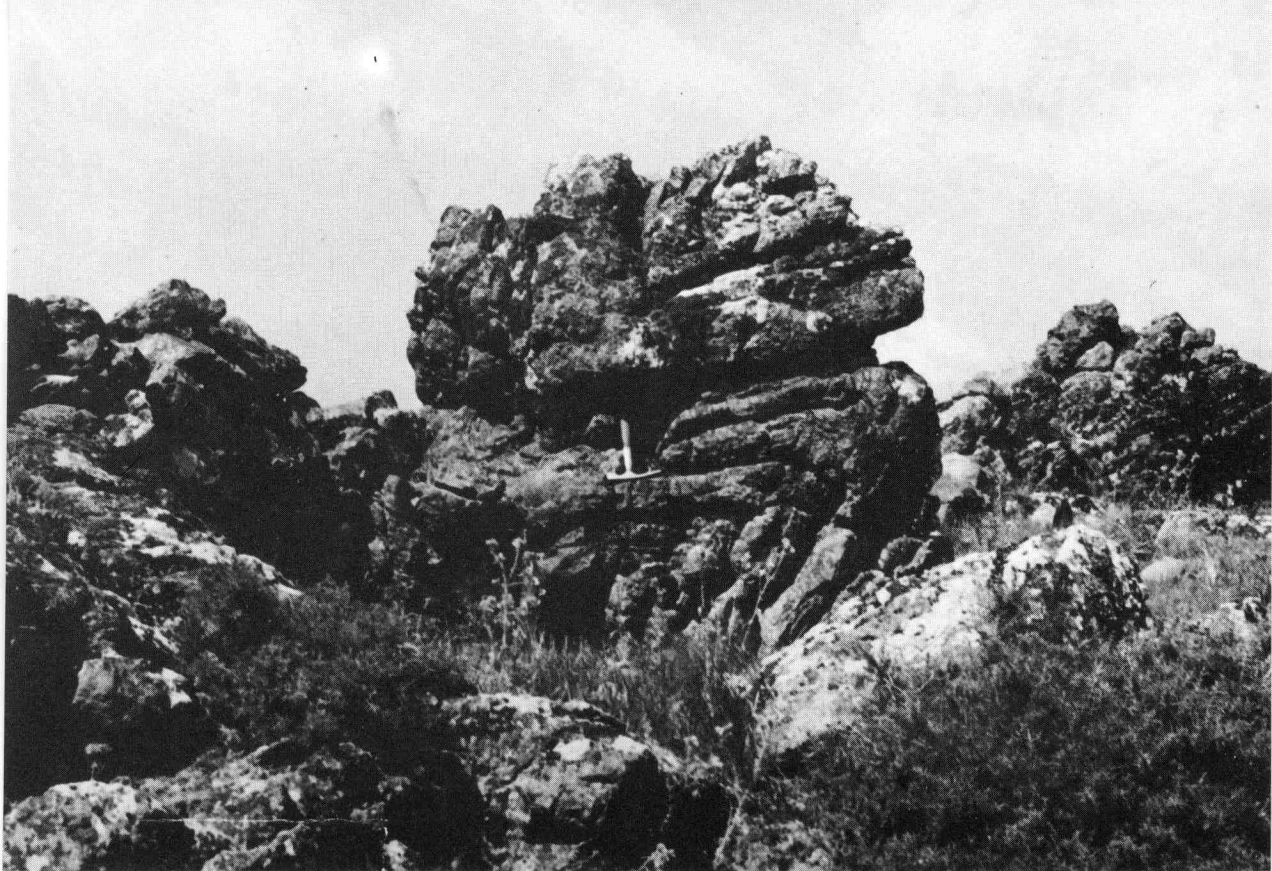
LAMINA XVIII

Secuencias comenzando con la división C. Formación Agüeira en el sinclinal de Pesoz.



LAMINA XIX

- A) Pliegues menores de primera fase en el flanco inverso de una estructura mayor. Areniscas ferruginosas cerca de Queixoiro (Fonsagrada). W a la izquierda.
- B) Pliegue menor de primera fase en niveles de areniscas y pizarras cerca de Tapia de Casariego. W a la derecha.



LAMINA XX

Micropliegue de primera fase con esquistosidad de flujo dispuesta en ligero abanico divergente (nivel pelítico). Ocos.



LAMINA XXI

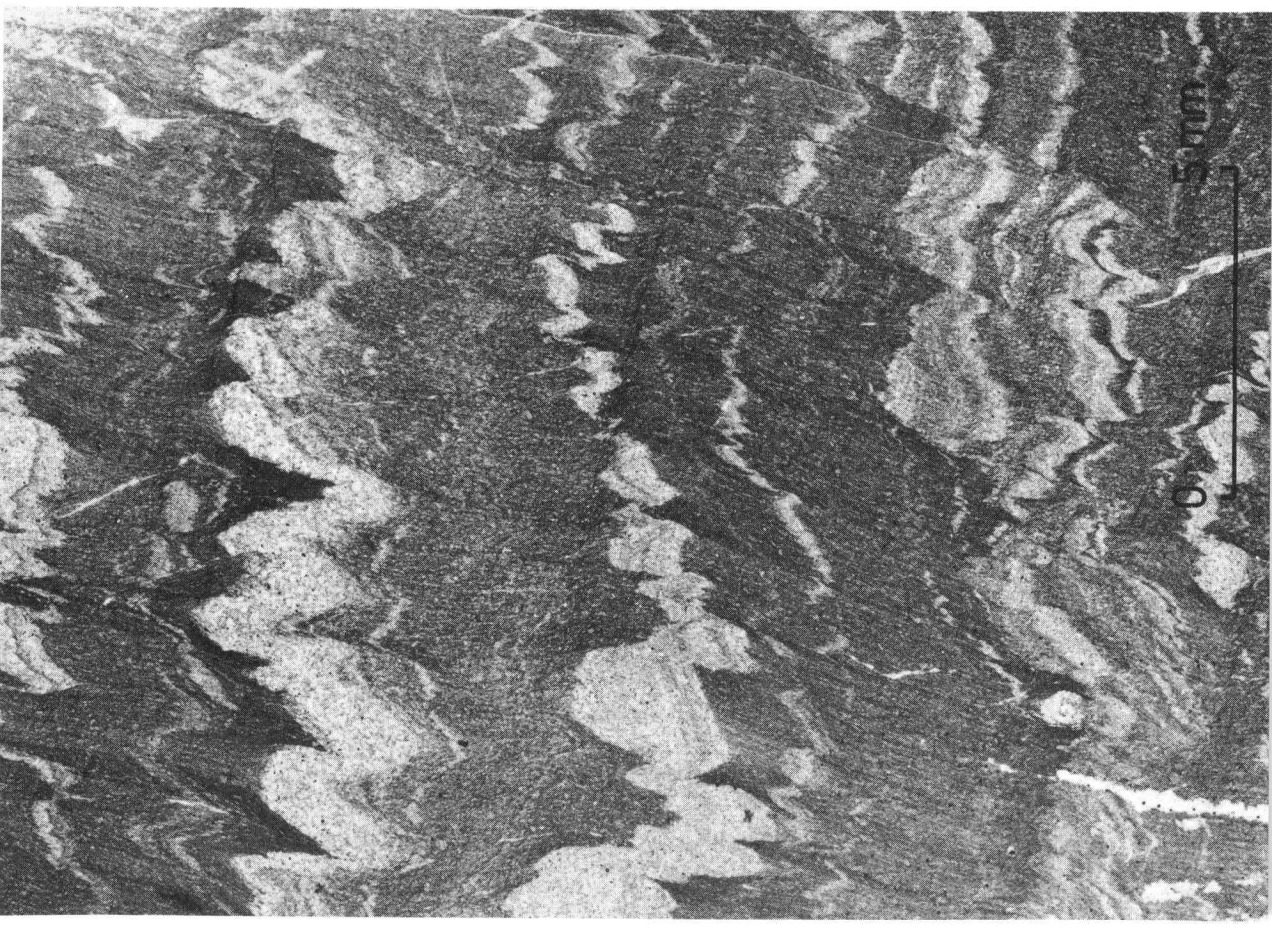
- A) Esquistosidad primaria en el flanco normal de un pliegue mayor. Cuarcita superior de la Serie de los Cabos, cerca de Añides, al E. de Vegadeo (W a la derecha).
- B) Esquistosidad primaria de flanco inverso (paralela al mango del martillo en la fotografía). Serie de los cabos, en la salida de la carretera de Freijis, cerca de Navia de Suarna. W a la derecha.



LAMINA XXII

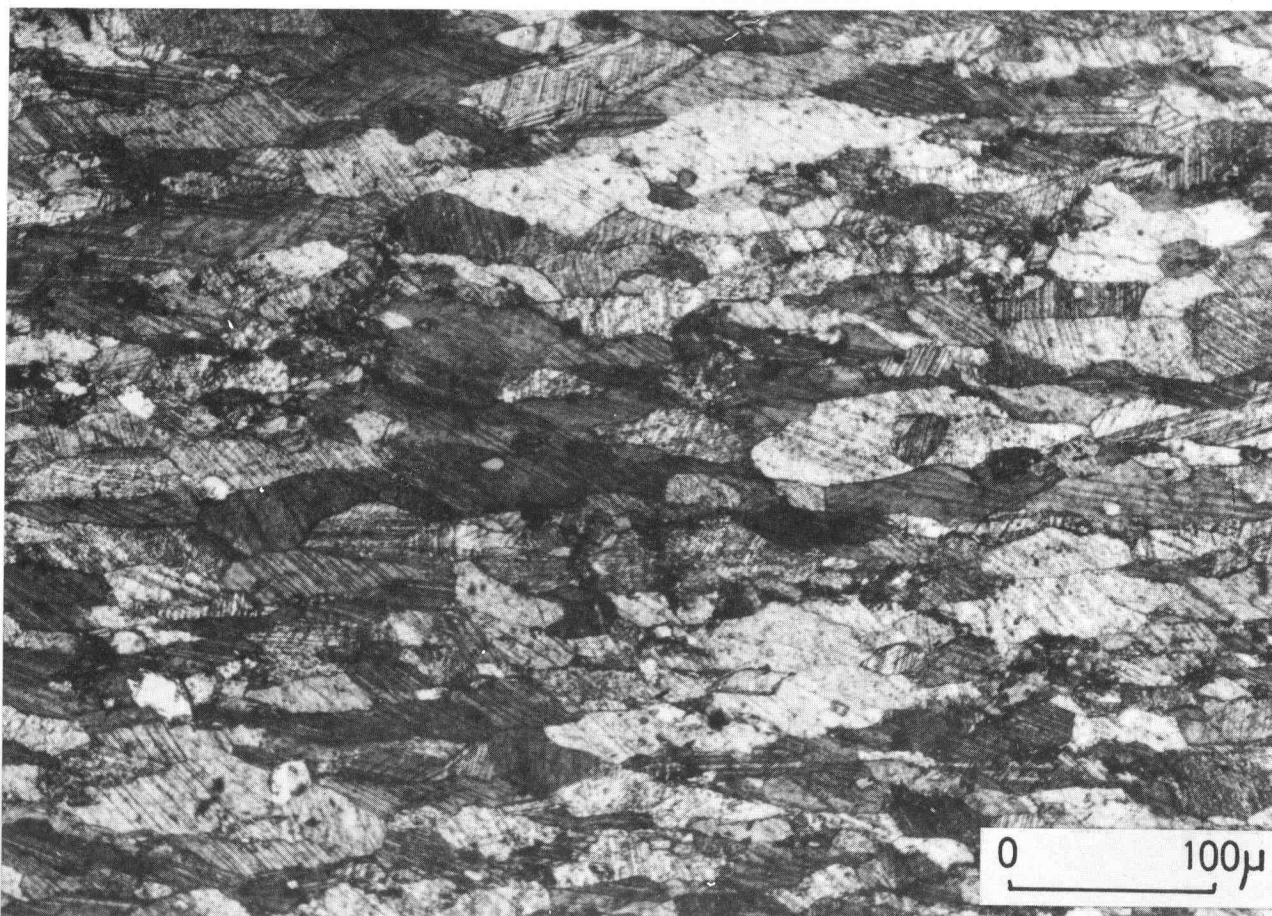
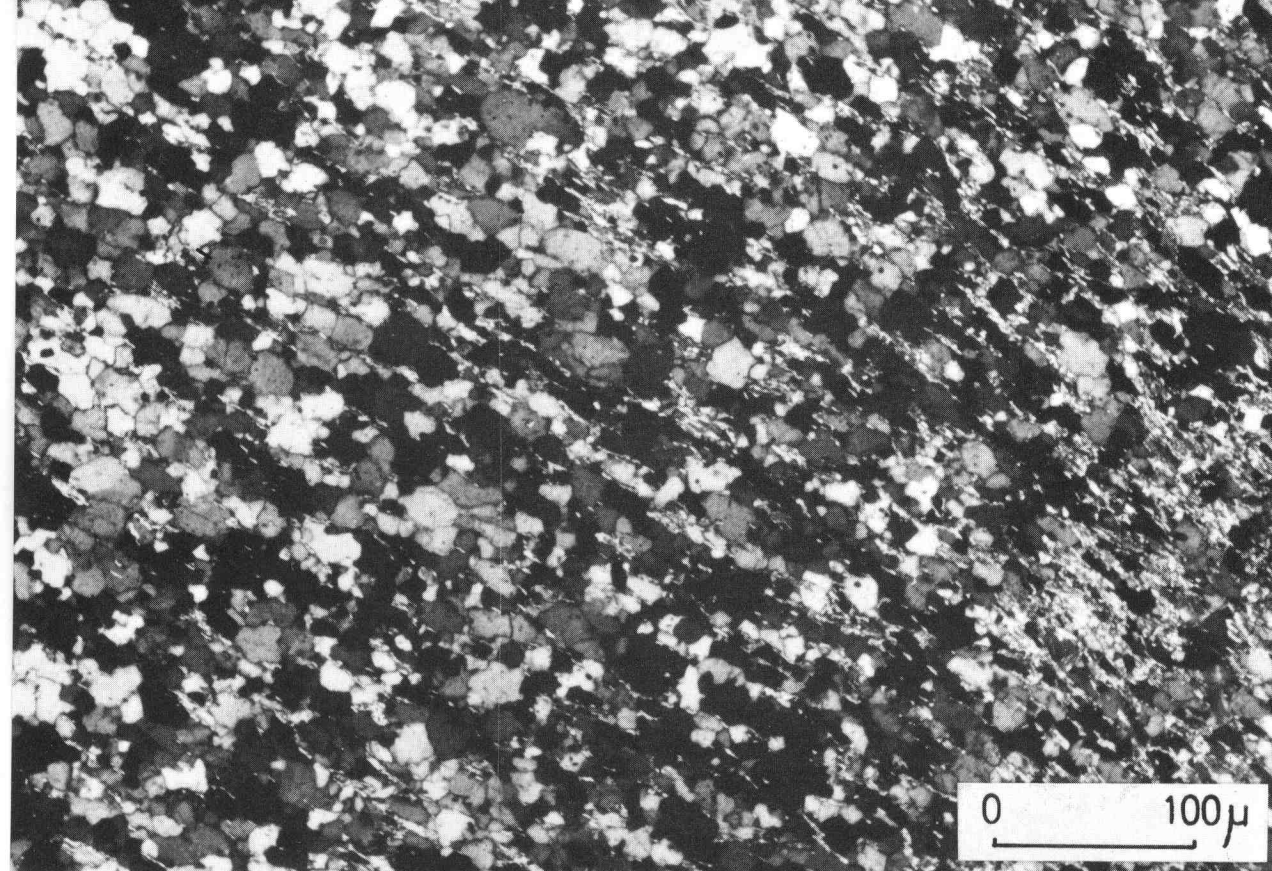
A) (dcha.) Esquistosidad primaria de flujo paralela a la estratificación. Oscos.

B) (izda.) Esquistosidad primaria perpendicular a la estratificación, intensamente replegada. Oscos.



LAMINA XXIII

- A) Esquistosidad primaria de flujo en niveles cuarcíticos. Cuarcita culminante de la Serie de los Cabos en Castrillón (Boal).
- B) Esquistosidad primaria de flujo en calizas. Caliza de Vegadeo en el valle de Burón (Fonsagrada).



LAMINA XXIV

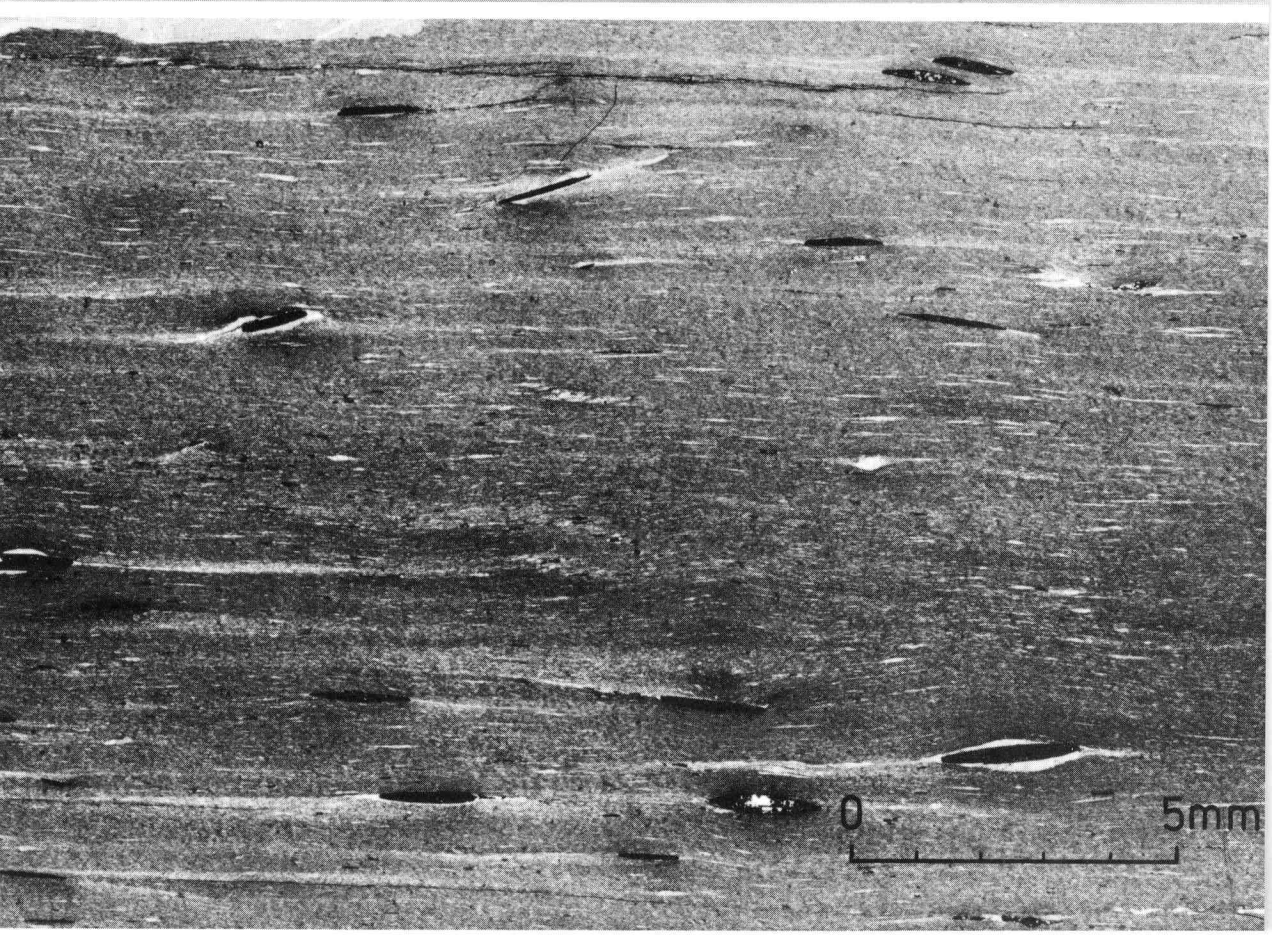
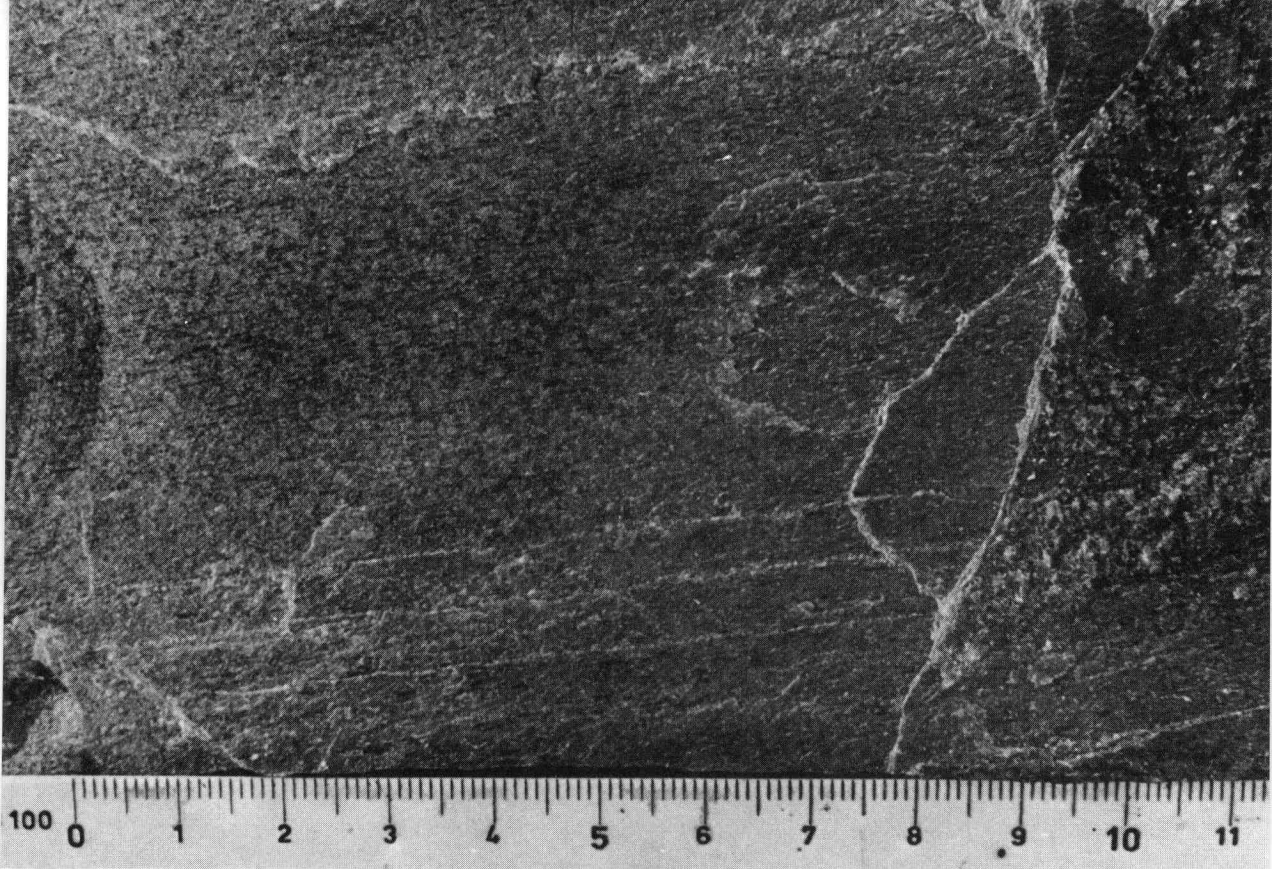
Transposición de la estratificación por la esquistosidad primaria, acompañada por fenómenos de pressure solution. Pizarras de Luarca en la playa de Sabugo (Otur, Luarca).



0 4mm

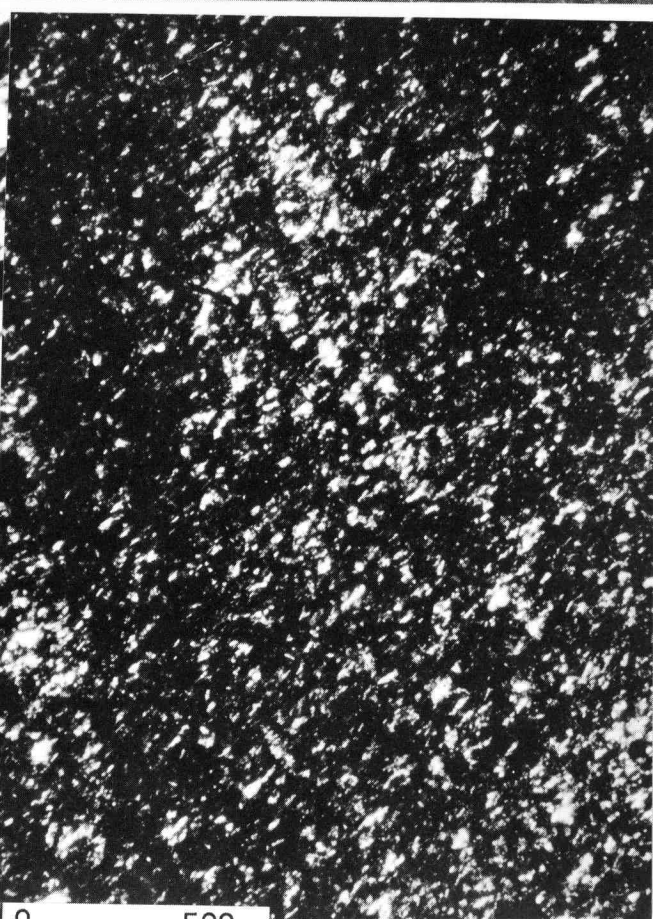
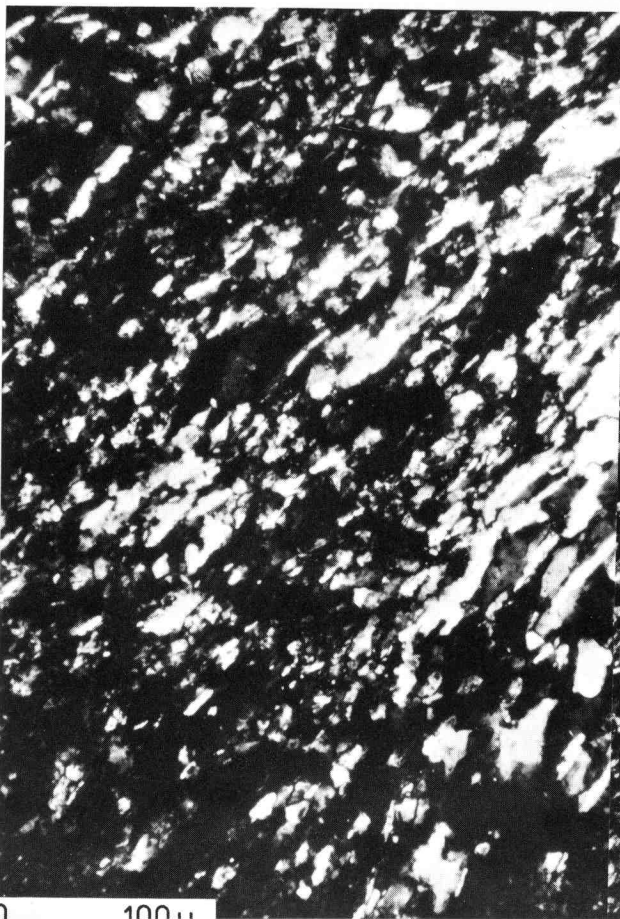
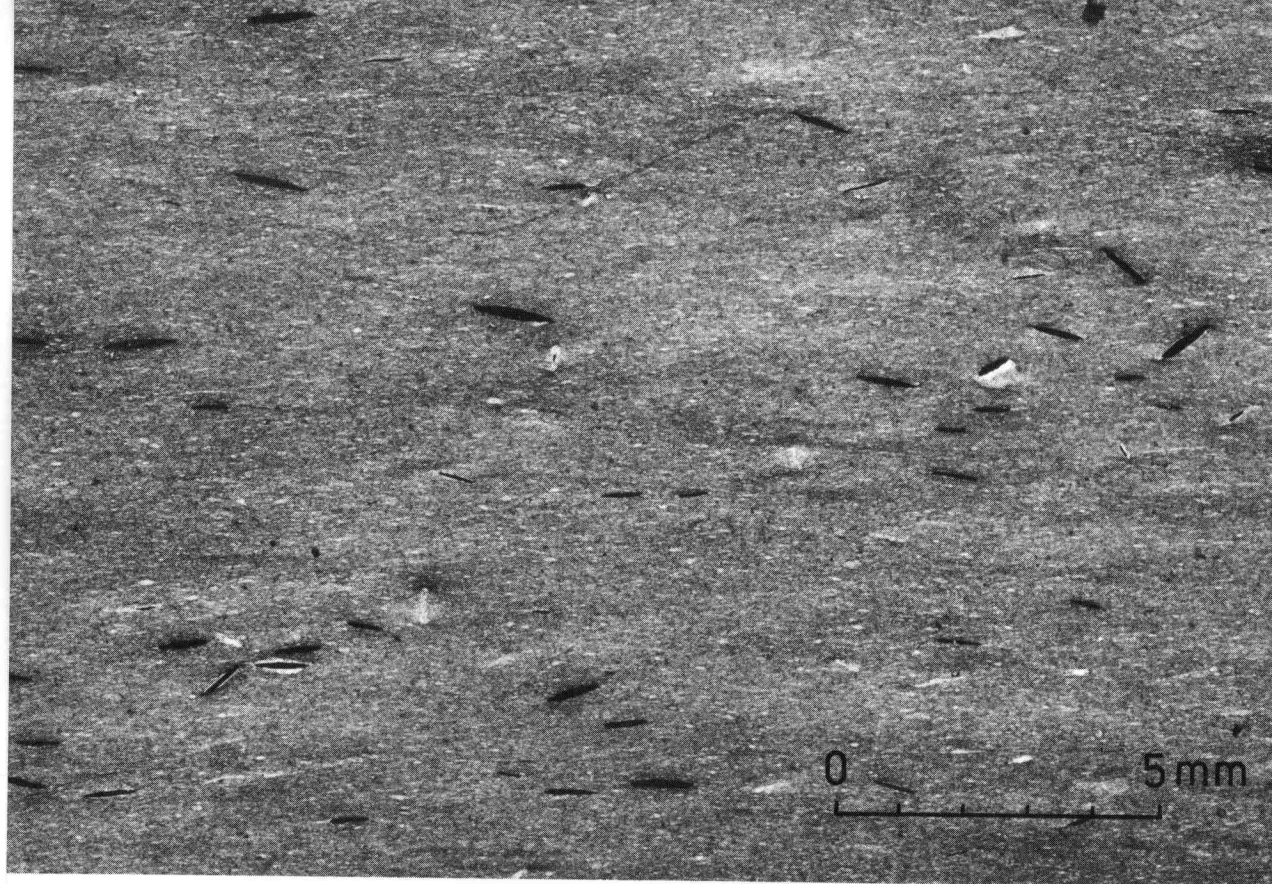
LAMINA XXV

- A) Aspecto sobre el terreno de la lineación de crecimiento de minerales sobre una superficie de esquistosidad. Serie de los Cabos, Martul, Oscos.
- B) Lámina delgada tallada longitudinalmente a la lineación de crecimiento de minerales (plano XZ) Todos los constituyentes de la roca muestran un estiramiento en la dirección de máxima elongación de la esquistosidad. Se destaca la presencia de cristales pretectónicos de rutilo (negro) con largas colas de presión. Pizarras de Luarca, alrededores de Grandas de Salime.



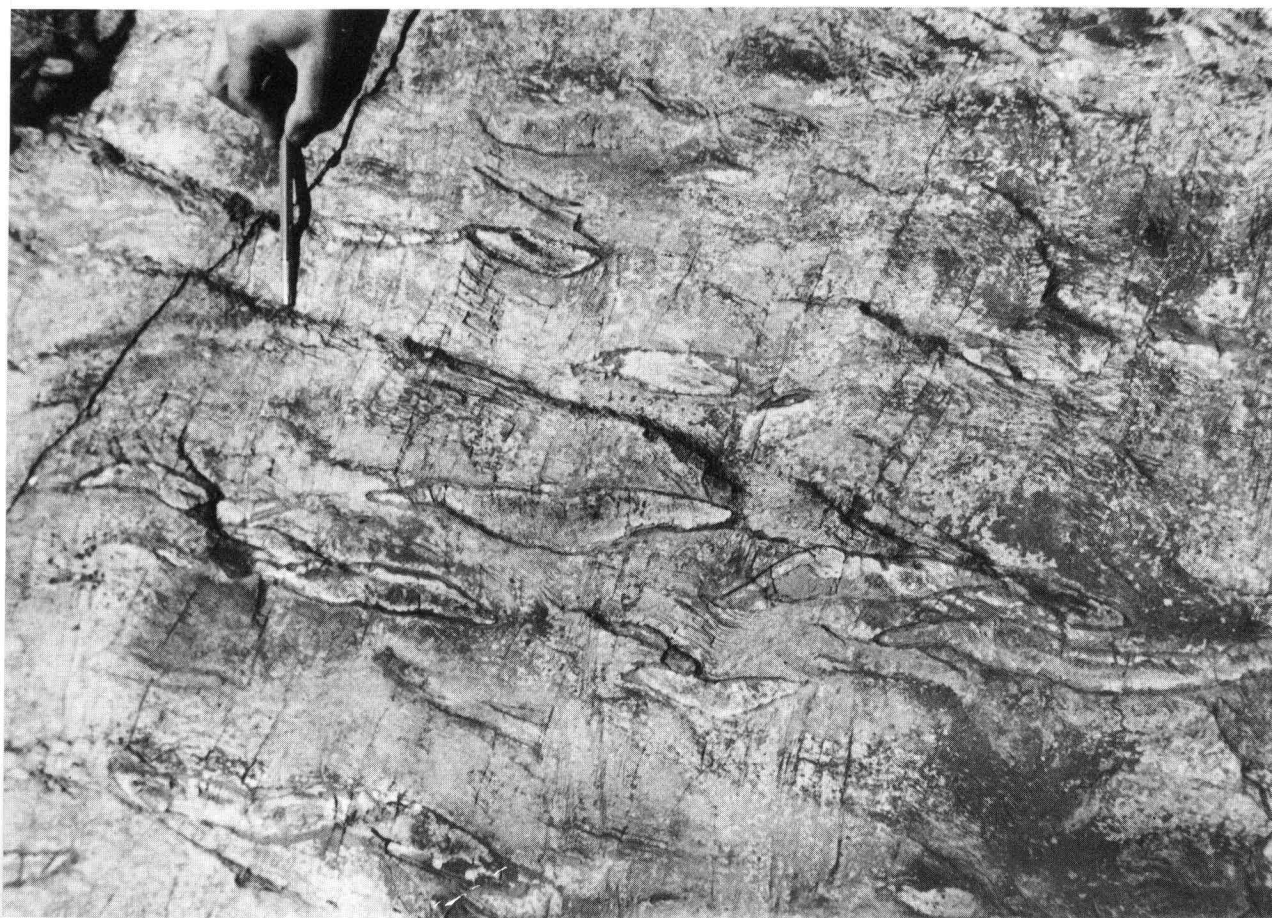
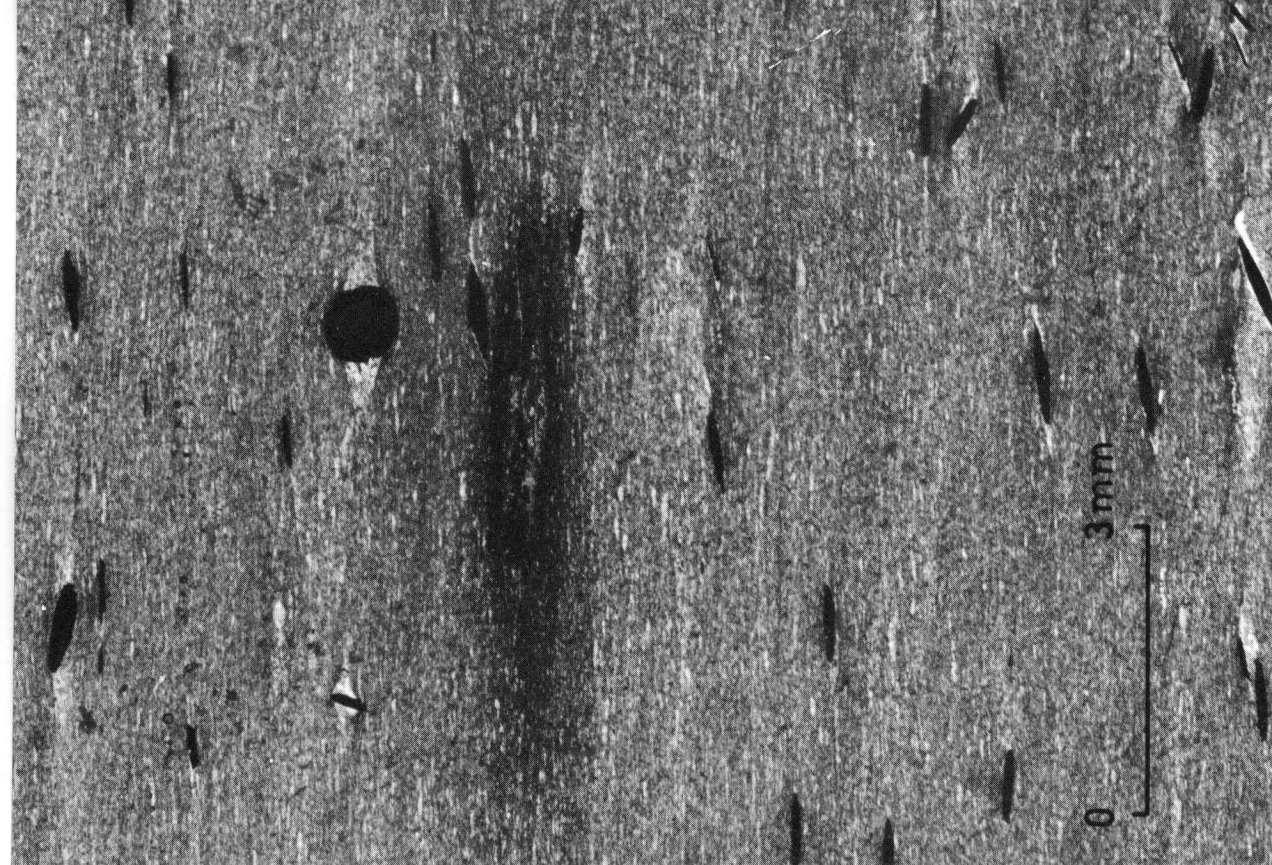
LAMINA XXVI

- A) Lámina delgada de la misma muestra anterior (Lám. XXV B) tallada perpendicularmente al plano XZ (según Y). En comparación con la anterior, se aprecia que la elongación de los minerales es menos marcada (ya que la dirección de máxima elongación es normal al plano de la fotografía); así, en torno a las laminillas de rutilo no se forman colas de presión.
- B) Lámina delgada de la misma muestra tallada paralelamente al plano de esquistosidad (plano XY), vista con dos diferentes aumentos. Se aprecia en cualquier caso una orientación de minerales micáceos y cuarzo, que han crecido según la dirección de máxima elongación de la esquistosidad.



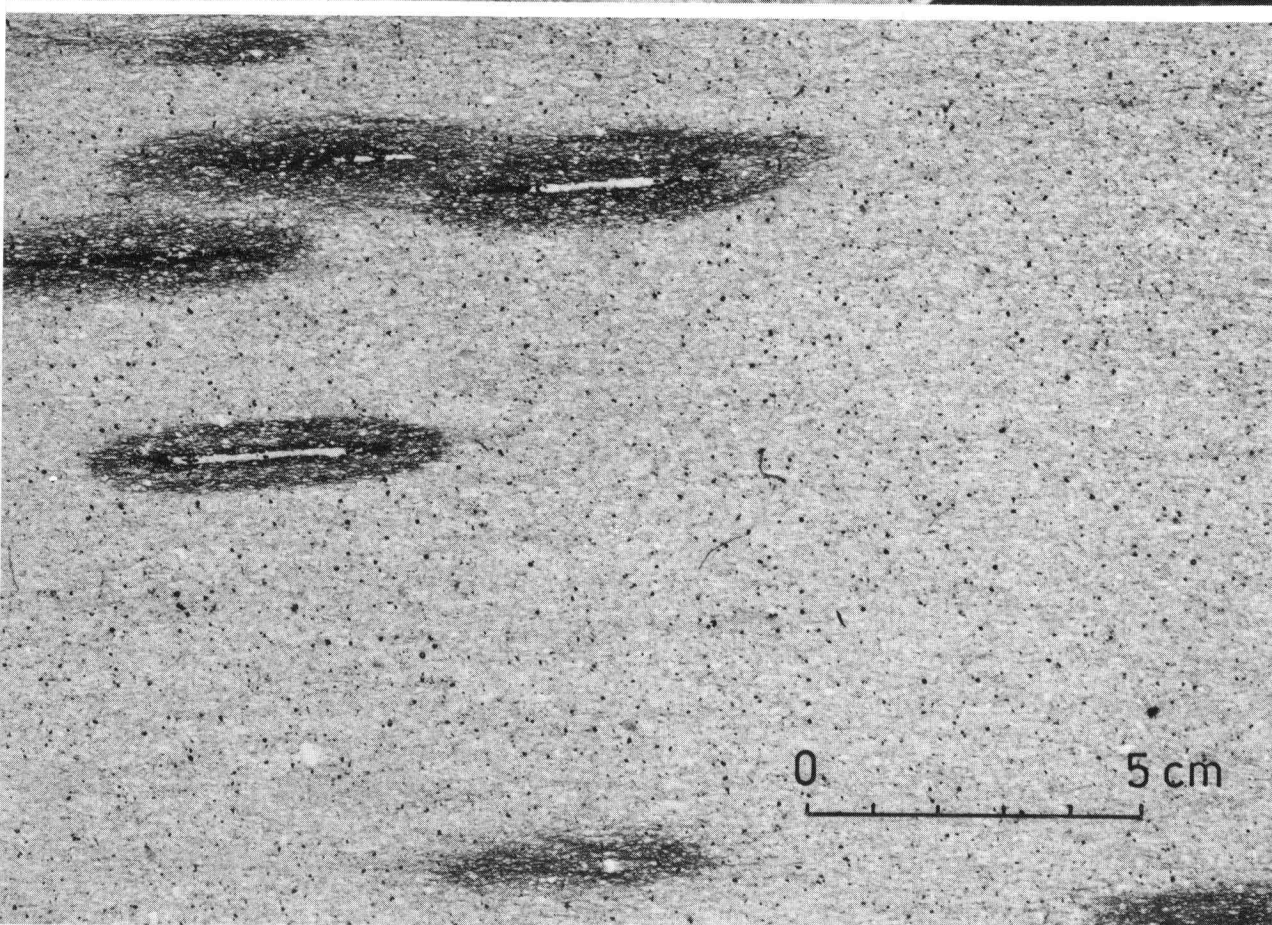
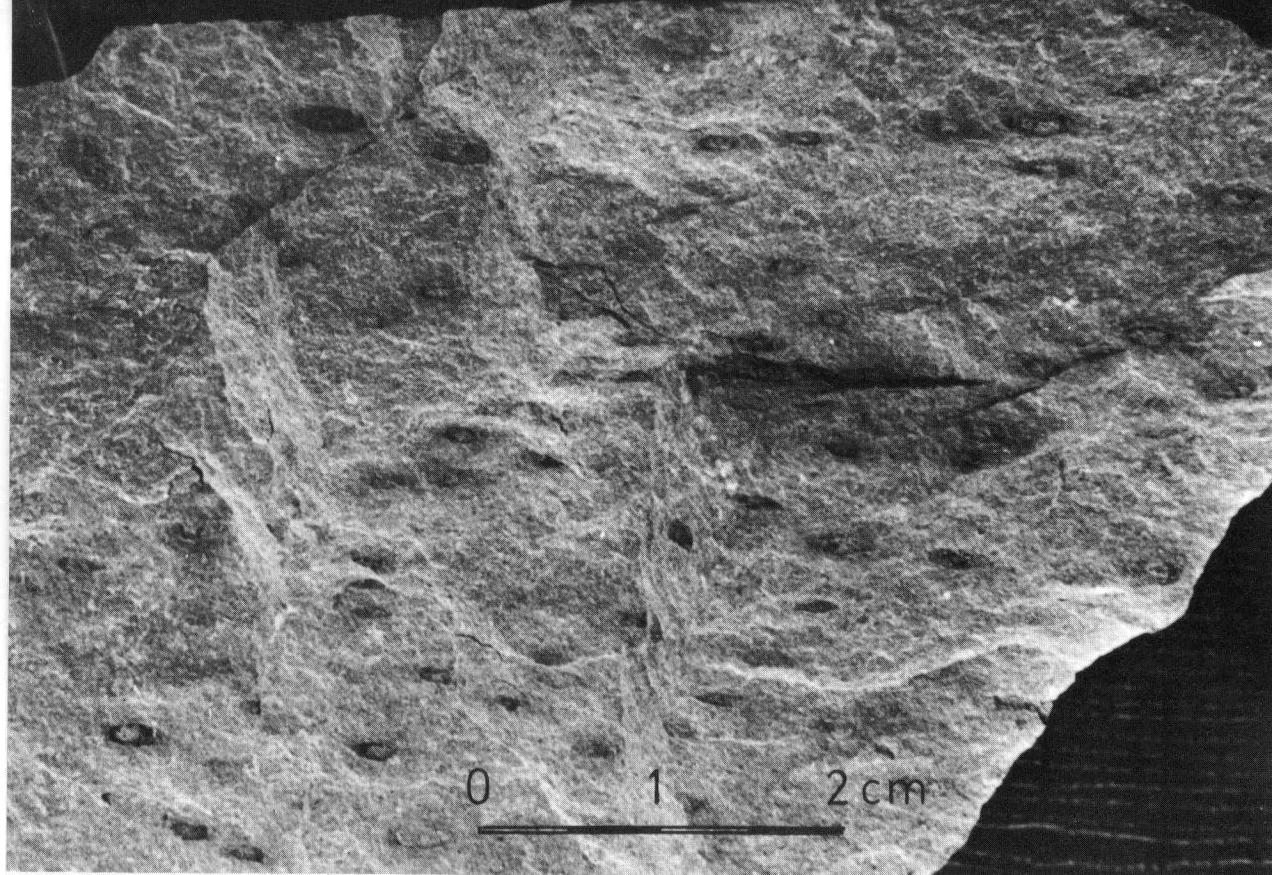
LAMINA XXVII

- A) (izda.) Nódulos estirados por efecto de la primera fase (según A). El conjunto se encuentra posteriormente deformado por pequeños kink-bands subhorizontales. Carretera de Pesoz a San Martín de Oscos (W a la izquierda).
- B) (dcha.) Lámina delgada tallada según el plano XZ mostrando una mancha de oxidación deformada. Pizarras de Luarca, alrededores de Grandas de Salime.



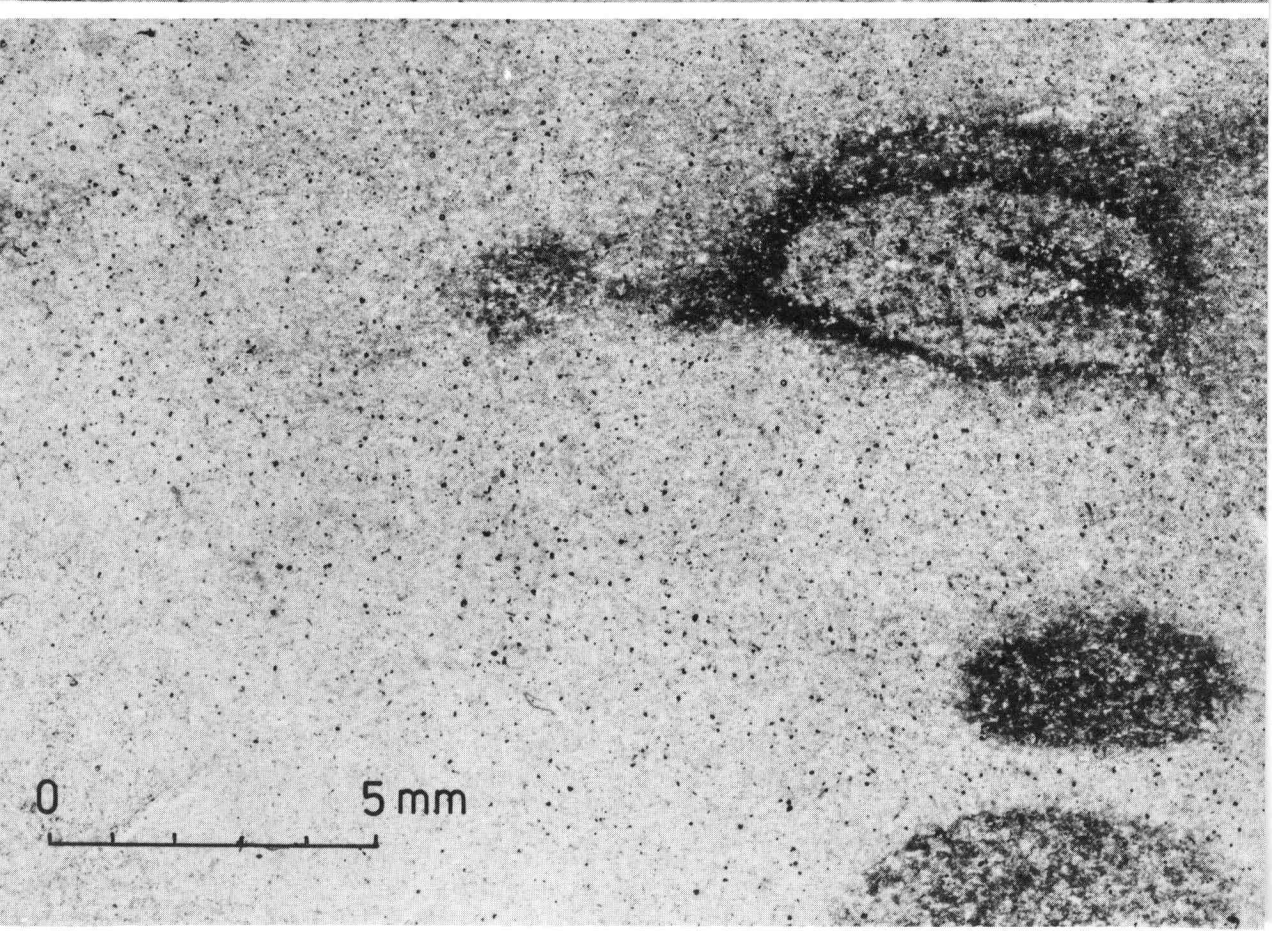
LAMINA XXVIII

- A) Manchas de oxidación en niveles pelítico-arenosos de la Formación Cándana. Carretera de La Espina a Luarca (entre los Km. 61 y 62).
- B) Sección delgada de la muestra anterior tallada según la dirección de máxima elongación y perpendicular al plano de la esquistosidad (plano XZ).



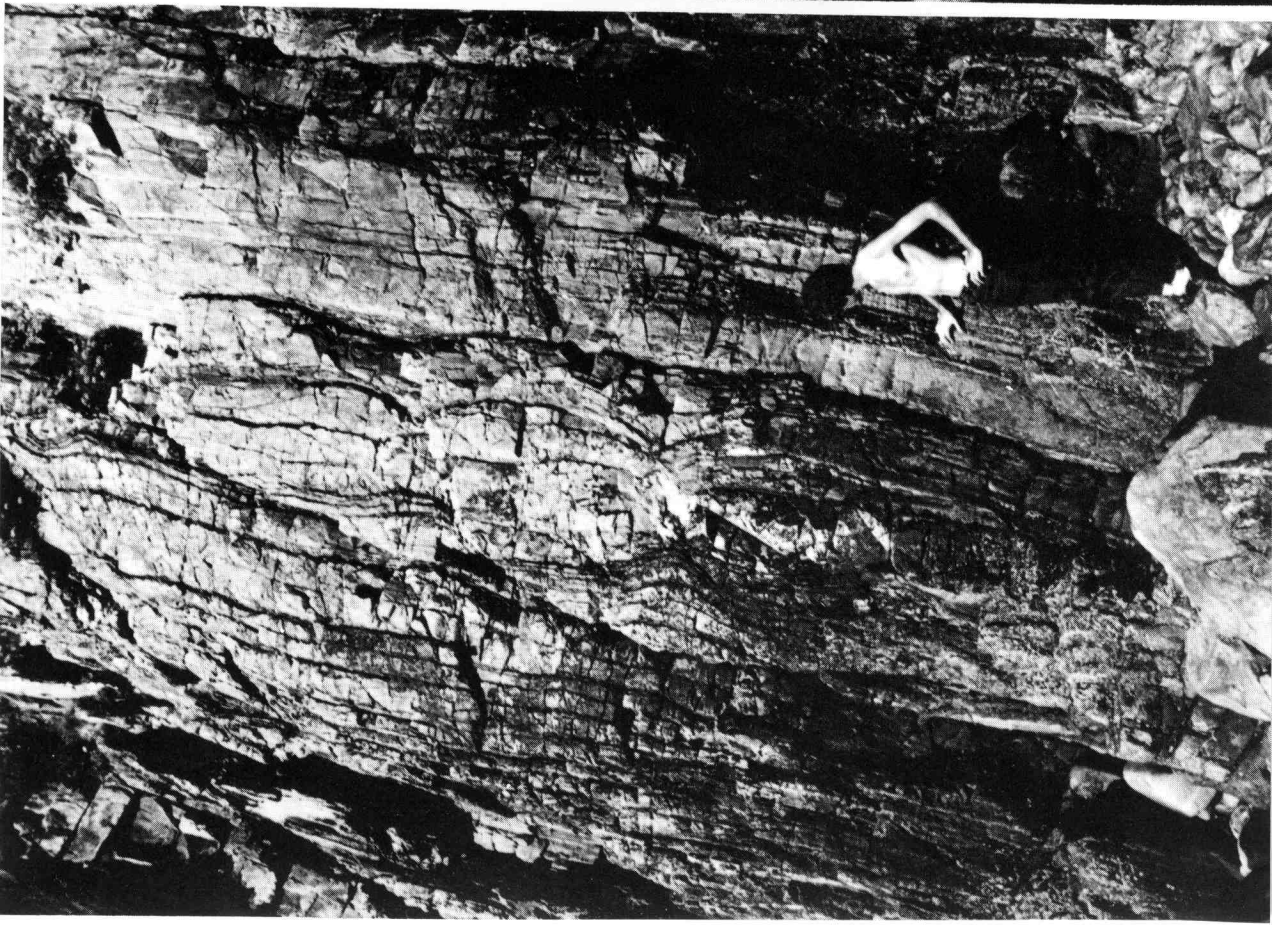
LAMINA XXIX

Secciones de la misma muestra anterior (Lám. XXVIII) talladas perpendicularmente al eje de máxima elongación X (plano YZ) (arriba), y paralelamente al plano de la esquistosidad (plano XY) (abajo).



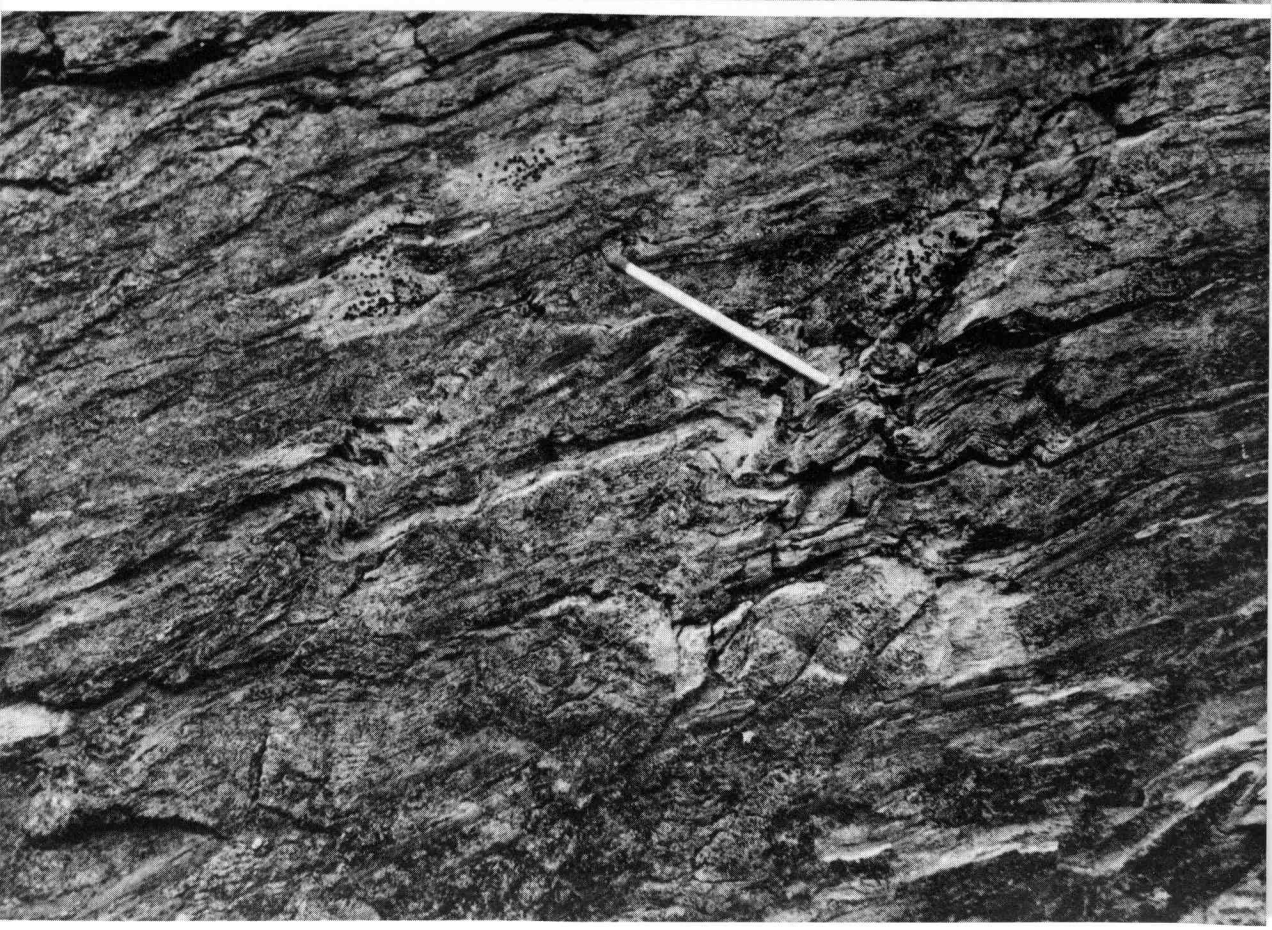
LAMINA XXX

- A) (izda.) Boudins originados en el transcurso de la 1.^a fase. Serie de los Cabos, al E de Tapia de Casariego (W a la izquierda).
- B) (dcha.) Fold mullions originados durante la primera fase. Serie de los Cabos en la Punta de Cuernos (Cadavedo) (W a la derecha).



LAMINA XXXI

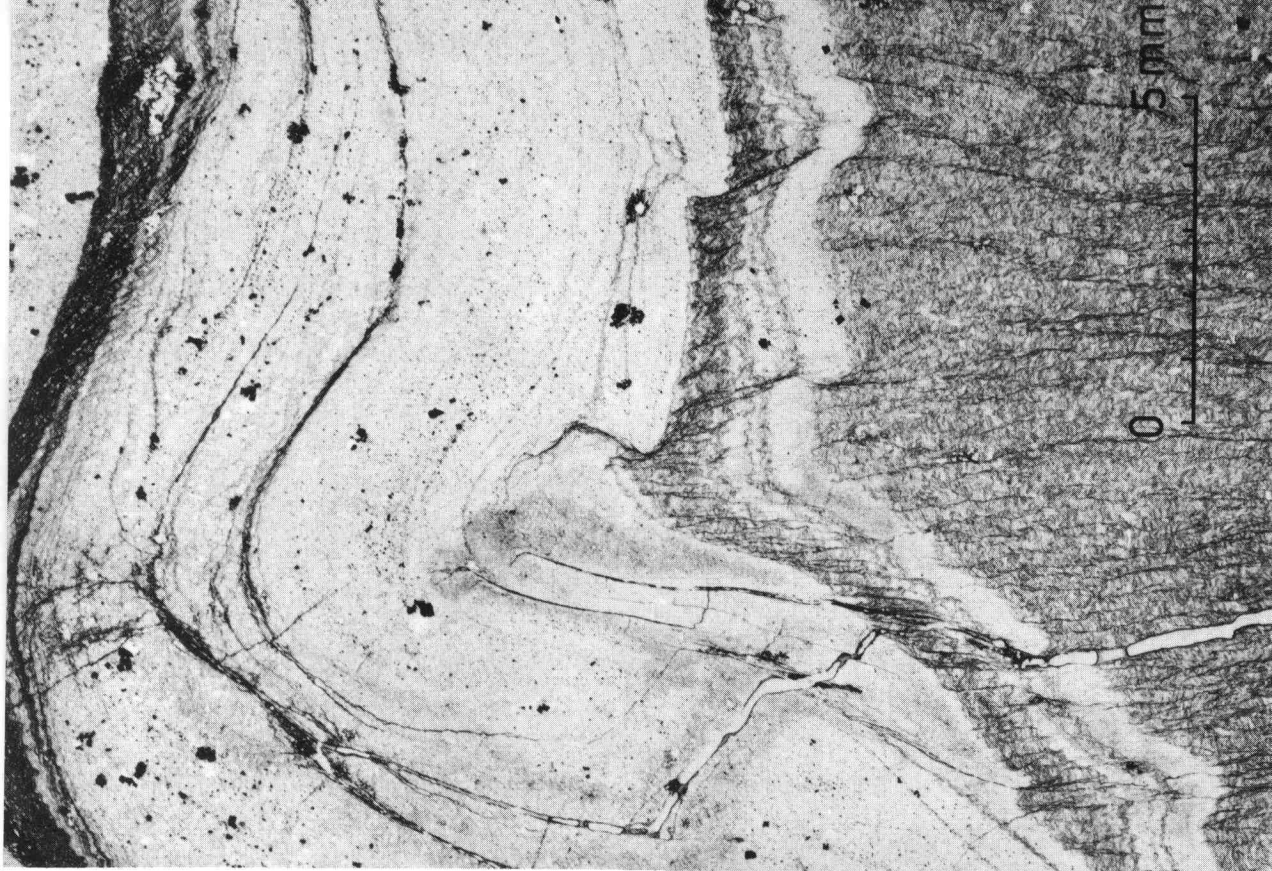
Pequeños pliegues monoclinicos de segunda fase con esquistosidad axial de crenulación.
Pizarras de Luarca en los alrededores de Herias (al S de Luarca) (W a la izquierda).



LAMINA XXXII

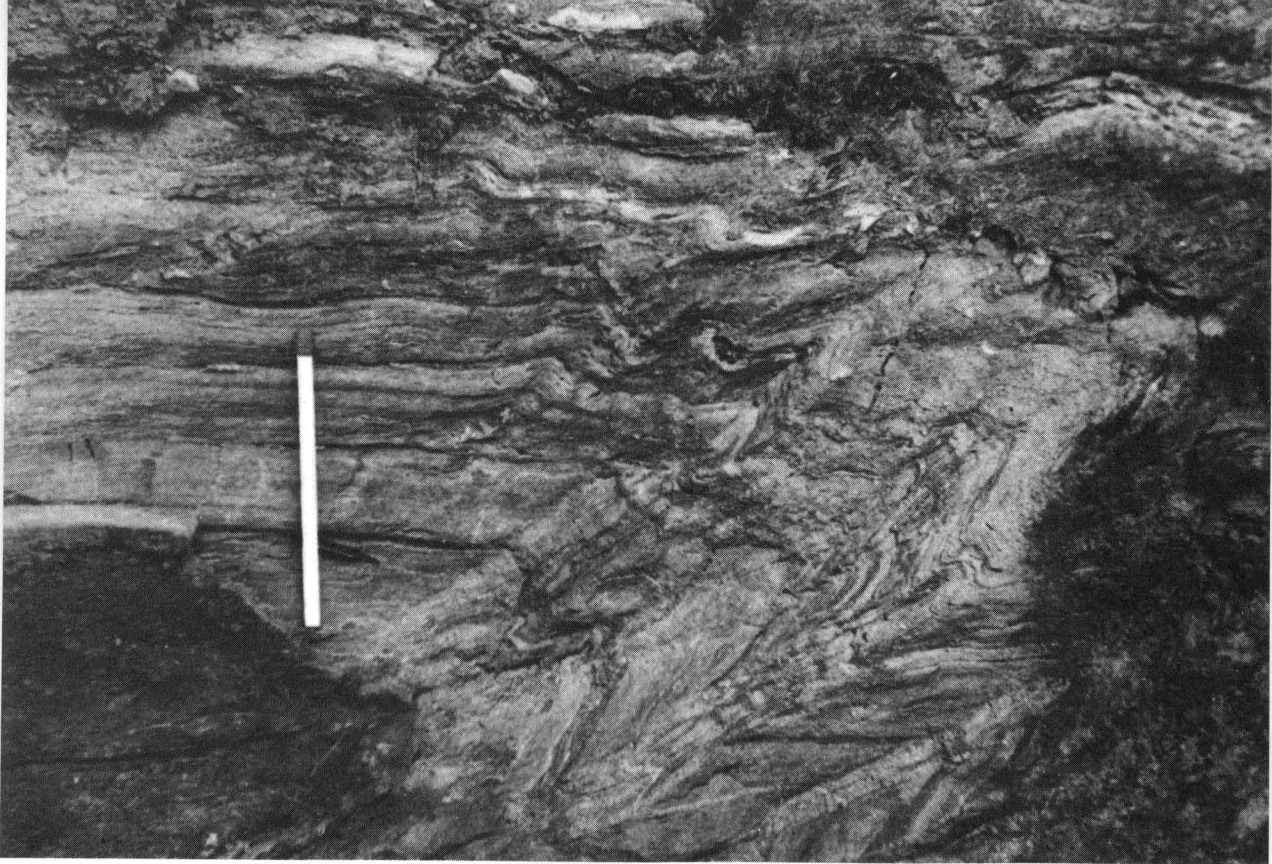


- A) (izda.) Pliegues monoclónicos de segunda fase en las ampelitas silúricas de Puente Martul (Oscos) (W a la derecha.).
- B) (dcha.) Lámina delgada mostrando la esquistosidad de crenulación desarrollada en relación con los pliegues de segunda fase. En las intercalaciones pelíticas delgadas, esta esquistosidad se dispone en abanico divergente. Puente Martul (Oscos).



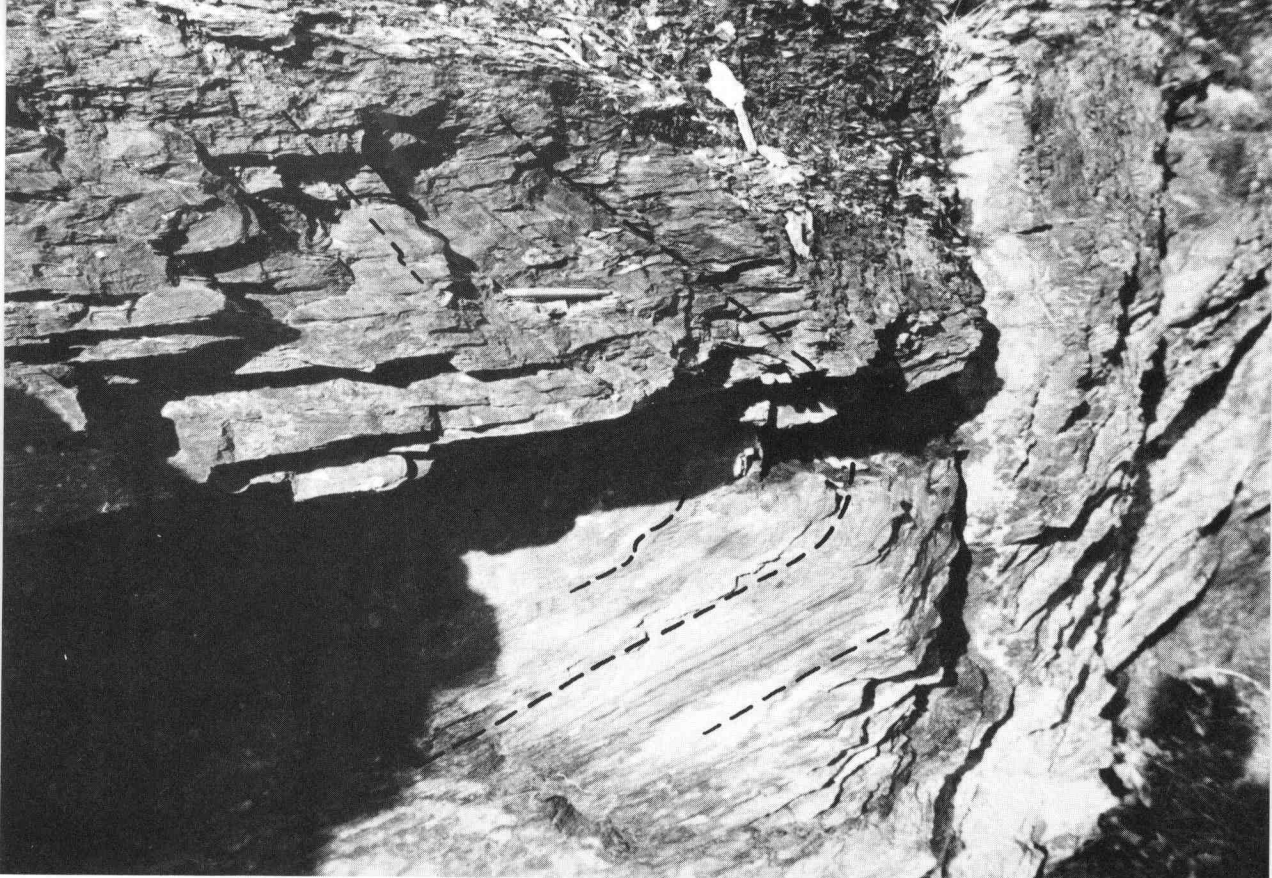
LAMINA XXXIII

- A) Pequeños pliegues monoclinicos de 2.^a fase con esquistosidad S_2 de crenulación paralela a sus superficies axiales. Misma localidad de Lámina XXXI (W a la izda.)
- B) Pequeños pliegues ortorrómbicos en la charnela de un pliegue monoclinico de 2.^a fase. Misma localidad anterior (W a la izquierda).

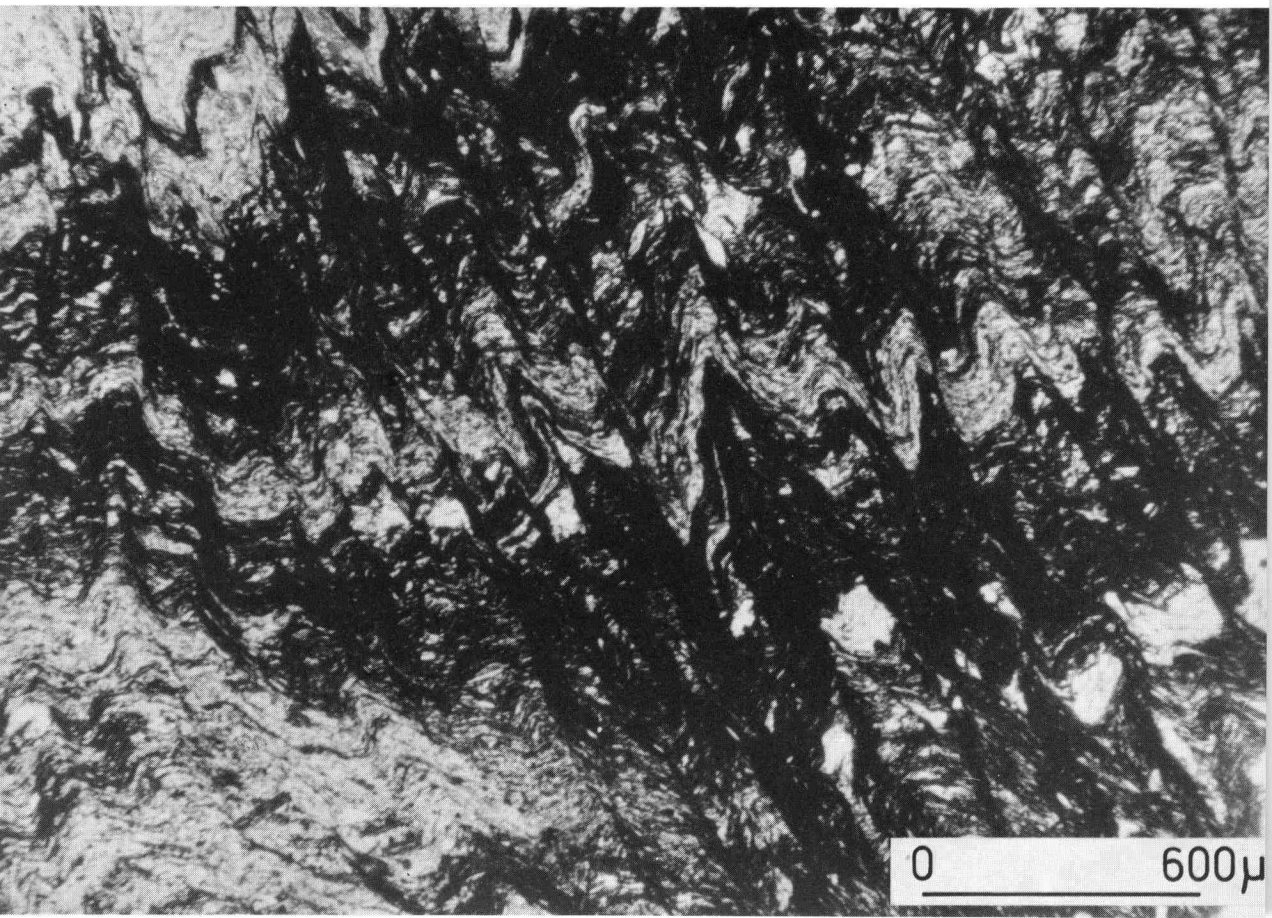


LAMINA XXXIV

Pliegues de 2.^a fase con superficie axial subhorizontal o inclinada hacia el W (materializadas por las superficies de esquistosidad, perfectamente visibles en las fotografías). Arriba, cerca de Sta. Eufemia, al S de Villanueva de Oscos. Abajo, alrededores de Herias. En ambas, W a la izquierda.

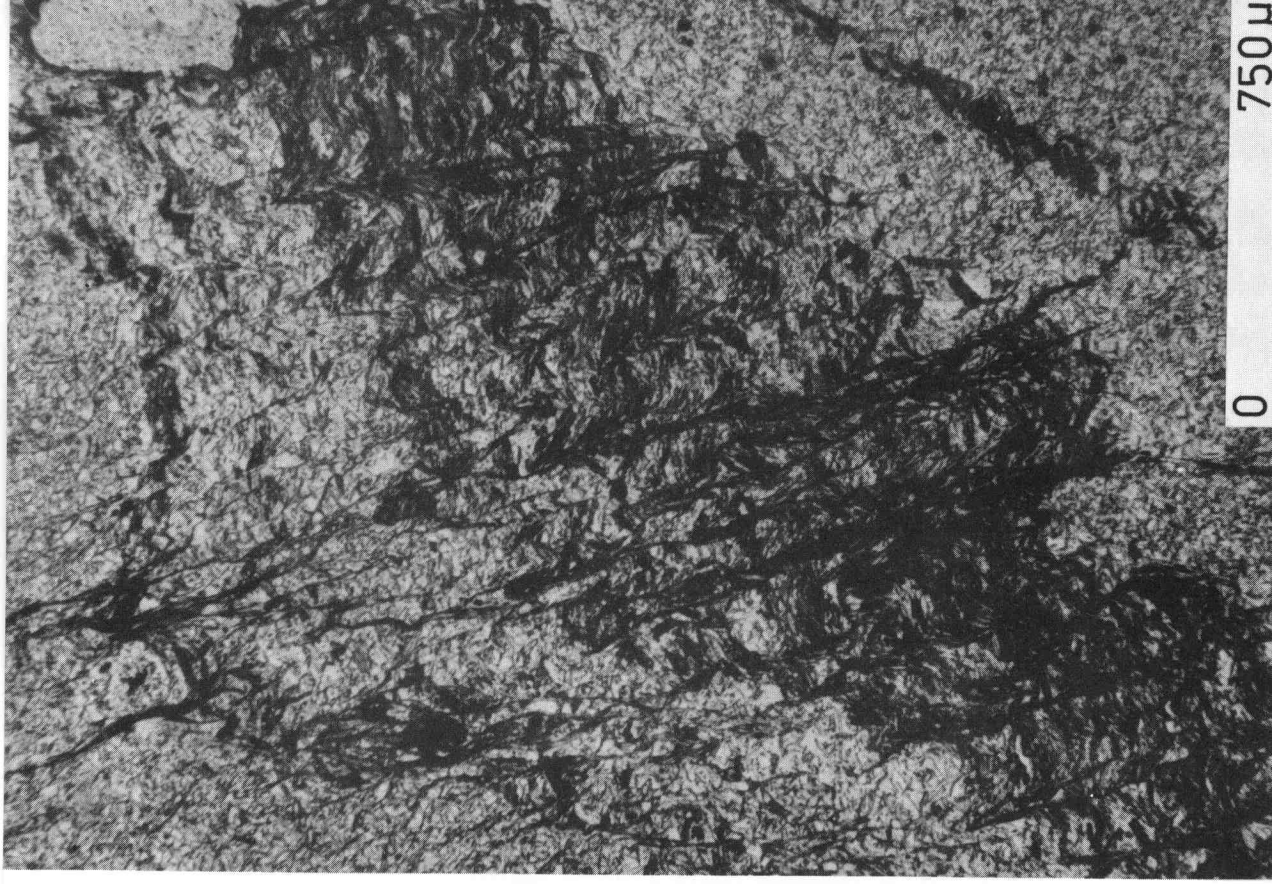
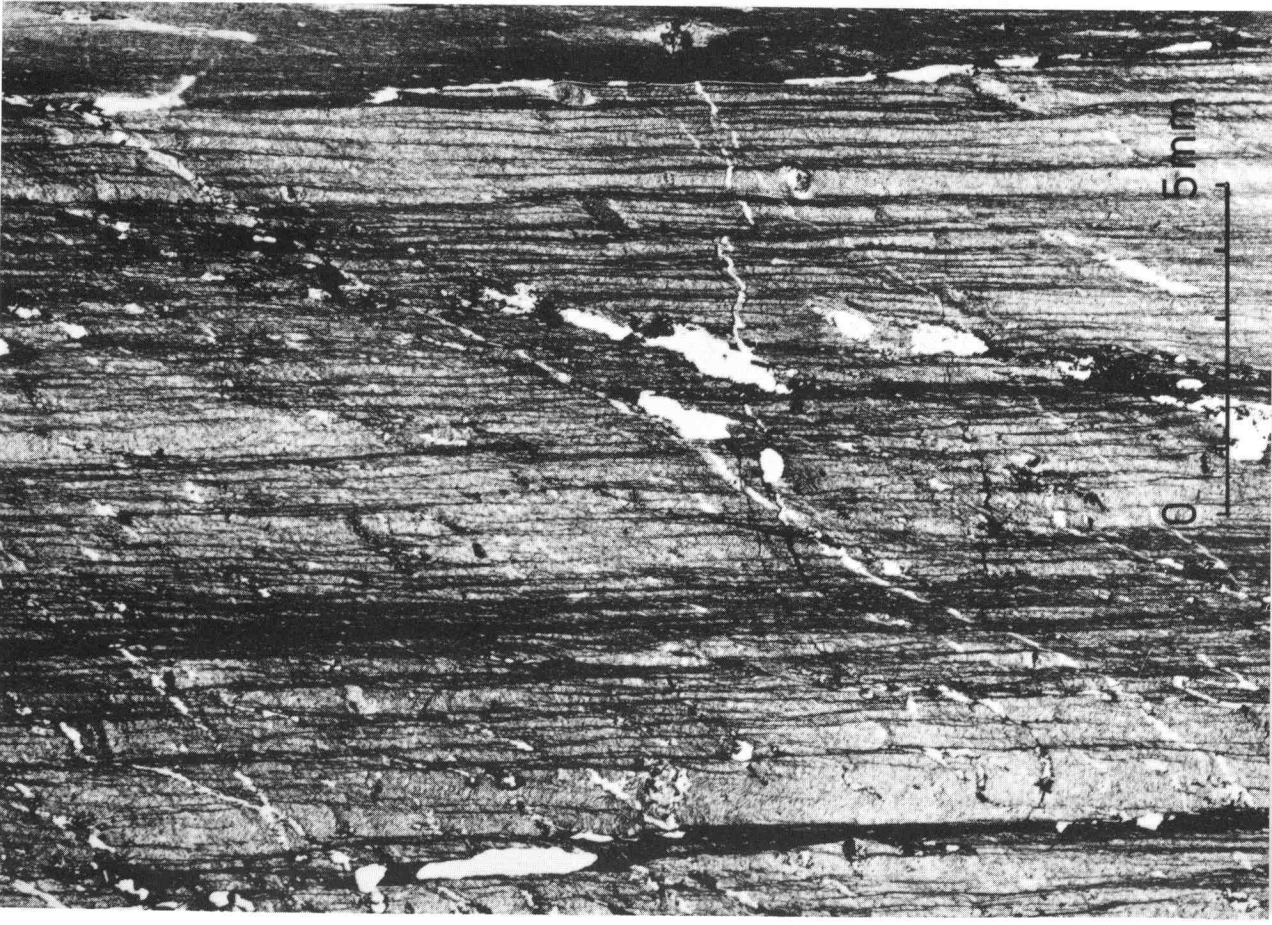


- A) Esquistosidad S_2 de crenulación produciendo un replegamiento intenso de la esquistosidad primaria; se destaca la existencia de una seudofoliación paralela a S_2 (tectonic banding), caracterizada por la alternancia de bandas claras (enriquecidas en cuarzo) y oscuras. Ampelitas silúricas en Puente Martul (Oscos).
- B) Esquistosidad S_2 de crenulación deformando conjuntamente estratificación y esquistosidad primaria (paralelas en la fotografía). Misma localidad de la lámina anterior.



LAMINA XXXVI

- A) (izda.) Esquistosidad S_2 de crenulación ligeramente oblicua a la esquistosidad primaria, con desarrollo de tectonic banding. Pizarras de Luarca cerca de Puente Martul (Oscos).
- B) (dcha.) Esquistosidad de 2.^a fase en niveles pelítico-arenosos. Las superficies S_2 no son planares ni exactamente paralelas. Misma localidad de la lámina anterior.



LAMINA XXXVII

Esquistosidades conjugadas de 2.^a fase. Una de ella (S_2') —paralela al lápiz en la fotografía— origina un marcado plegamiento de la S_1 inicial (perfectamente visible encima del lápiz). La otra (S_2), más próxima a la vertical y prácticamente paralela a S_1 , es más grosera y deforma también en parte a la anterior, formando con ella un ángulo de unos 30° . Ampelitas silúricas en el compartimiento cabalgante del cabalgamiento de los Oscos. (Puente Martul, Oscos). (W a la derecha).



LAMINA XXXVIII

Pliegue menor de segunda fase, mostrando las relaciones existentes entre las tres fases hercynianas de deformación en el Occidente de Asturias. El pliegue desarrolla una esquistosidad S_2 de crenulación paralela a su superficie axial. En la sección transversal se distinguen pliegues intrafoliares de primera fase, estando la esquistosidad de flujo que los acompaña (S_1) deformada por dicho pliegue. Sobre la superficie del flanco largo se aprecian dos lineaciones: una de ellas (L_2) es paralela al eje del pliegue principal y resulta de la intersección de S_1 (o $S_1 + S_0$) y S_2 ; la otra (L_3) es una lineación de crenulación oblicua a la anterior correspondiente a la intersección de la esquistosidad S_3 sobre el conjunto. Puente Martul (Oscos).

L₂ (S₂ sobre S₁)

L₃ (S₃ sobre S₁)

Pliegues F₁
intrafoliares

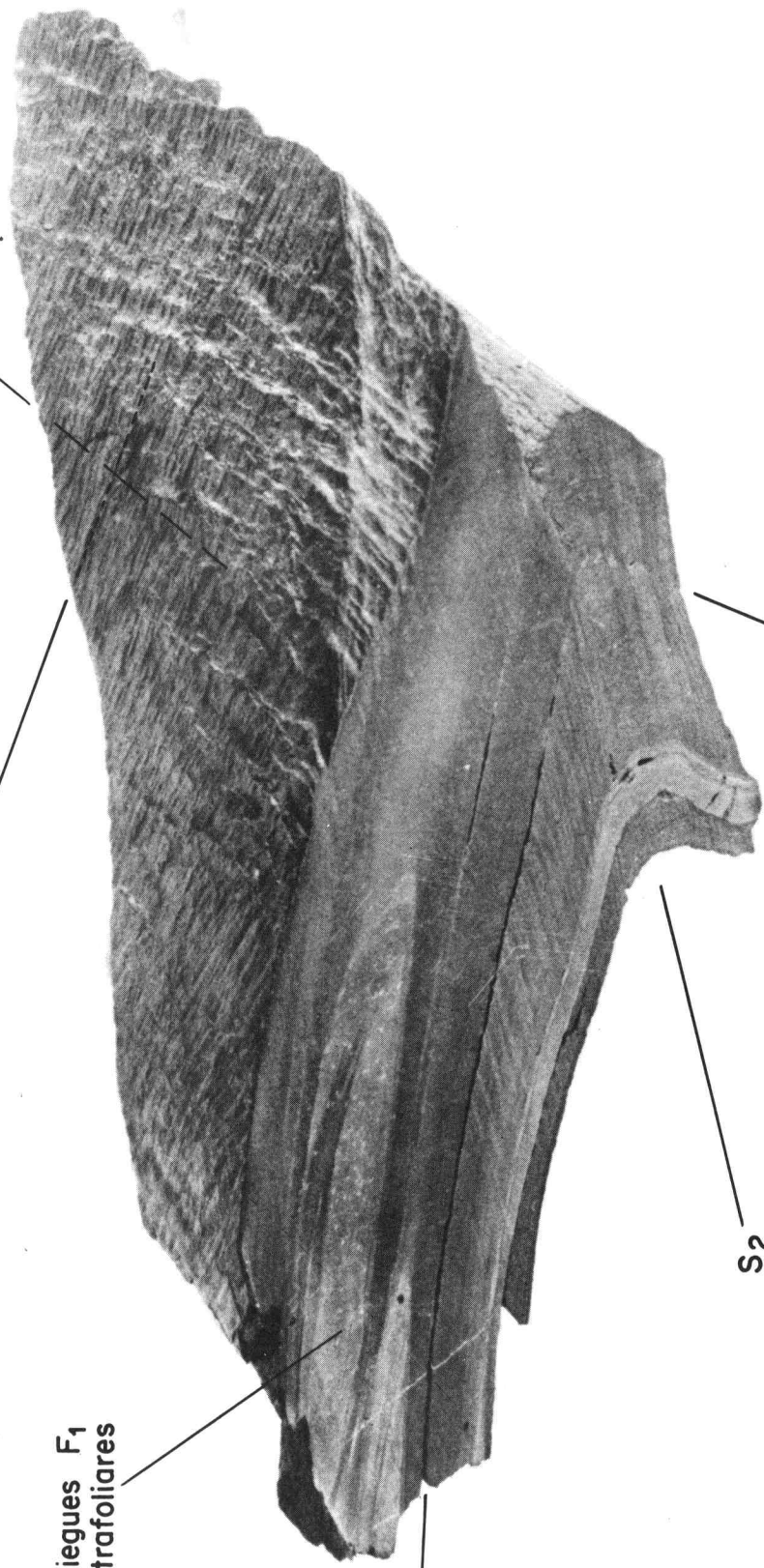
S₁

S₂

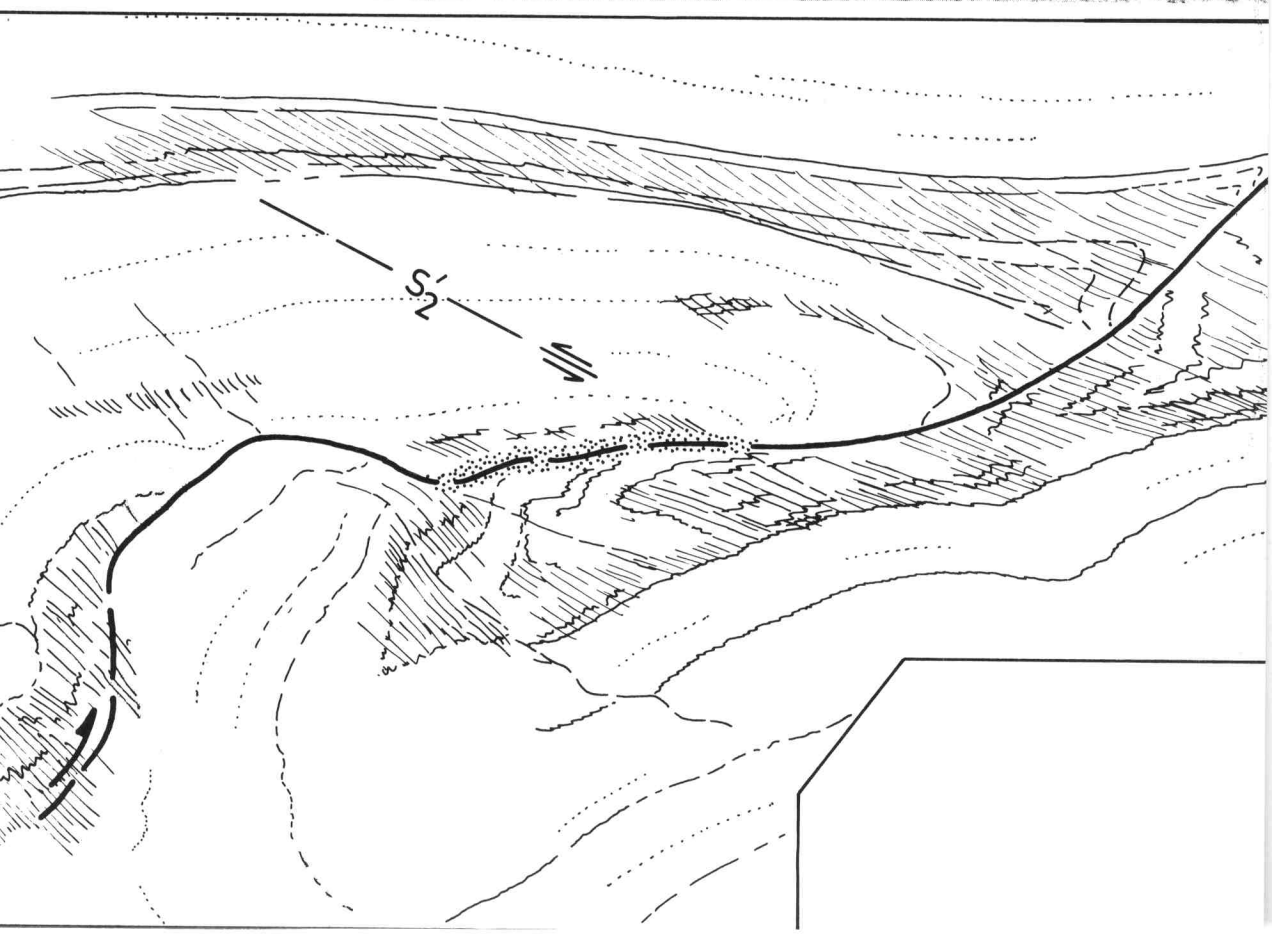
S₁ + S₀

S₁

0 3 cm

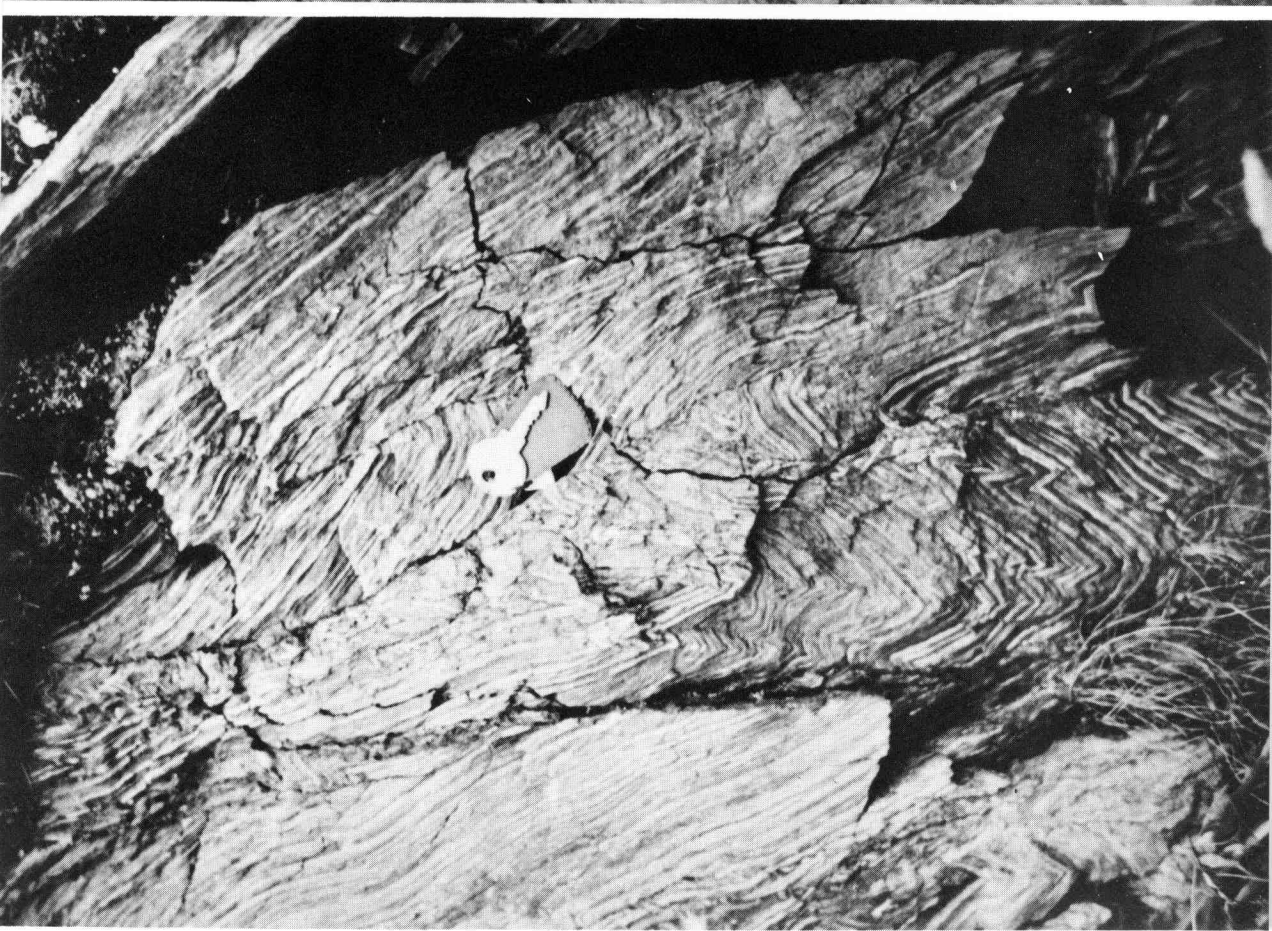


Microcabalgamiento y estructuras asociadas. En la reconstrucción idealizada se representa la posición de la superficie de cabalgamiento, que lleva consigo una ligera milonitización en algunos puntos (punteado grueso, en el centro). La esquistosidad S'_2 de crenulación corta en varios lugares a pliegues preexistentes (1.^a fase) y se intersecta con el cabalgamiento formando un ángulo agudo. El sentido de desplazamiento relativo de las superficies S'_2 indicado por los pequeños pliegues monoclinicos que origina (ver sector ampliado), es contrario al del cabalgamiento. Esta esquistosidad se interpreta como conjugada con el cabalgamiento, y los pequeños pliegues como monoclinales antitéticos con relación al desplazamiento principal. Puente Martul (Oscos).



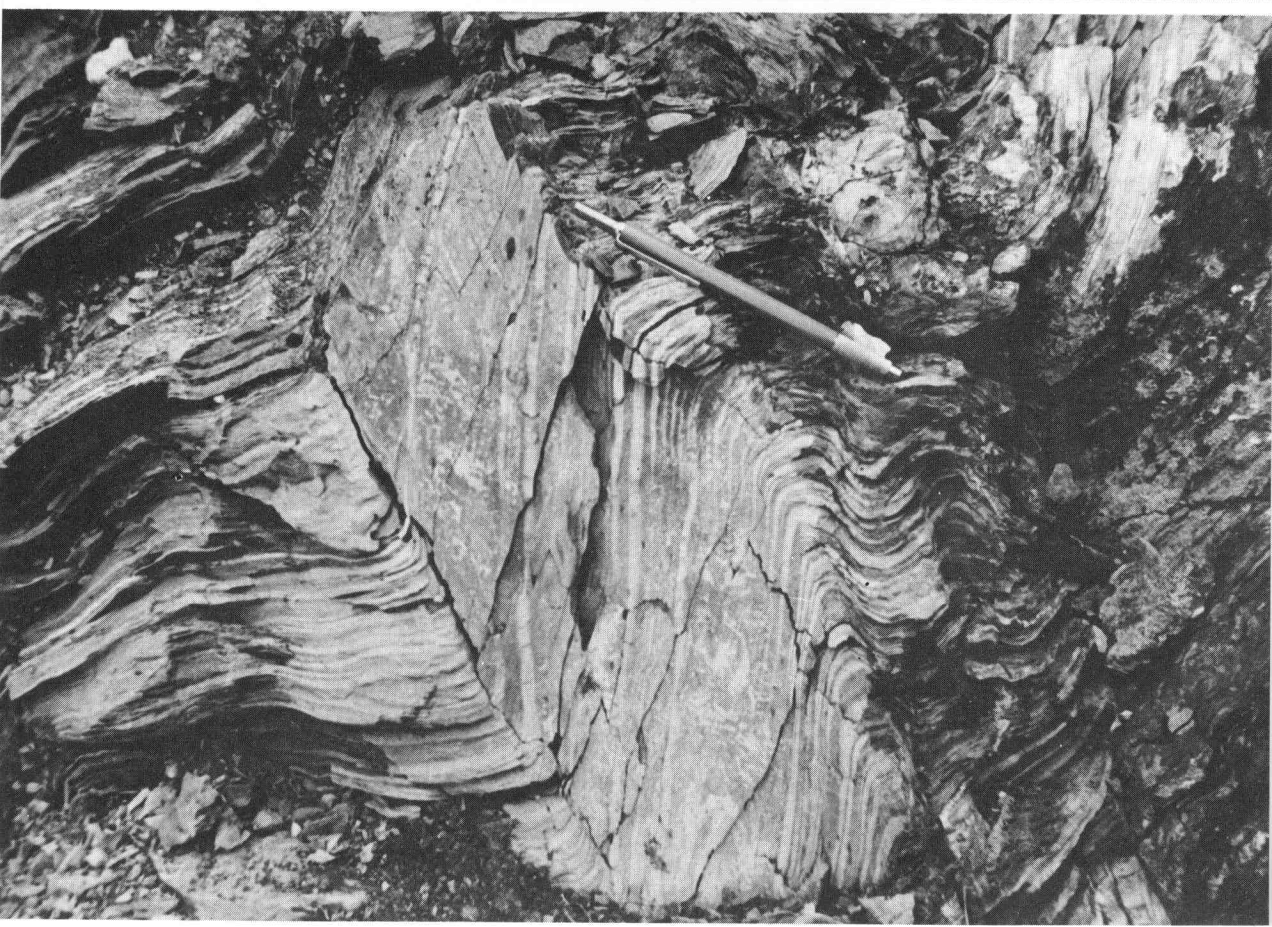
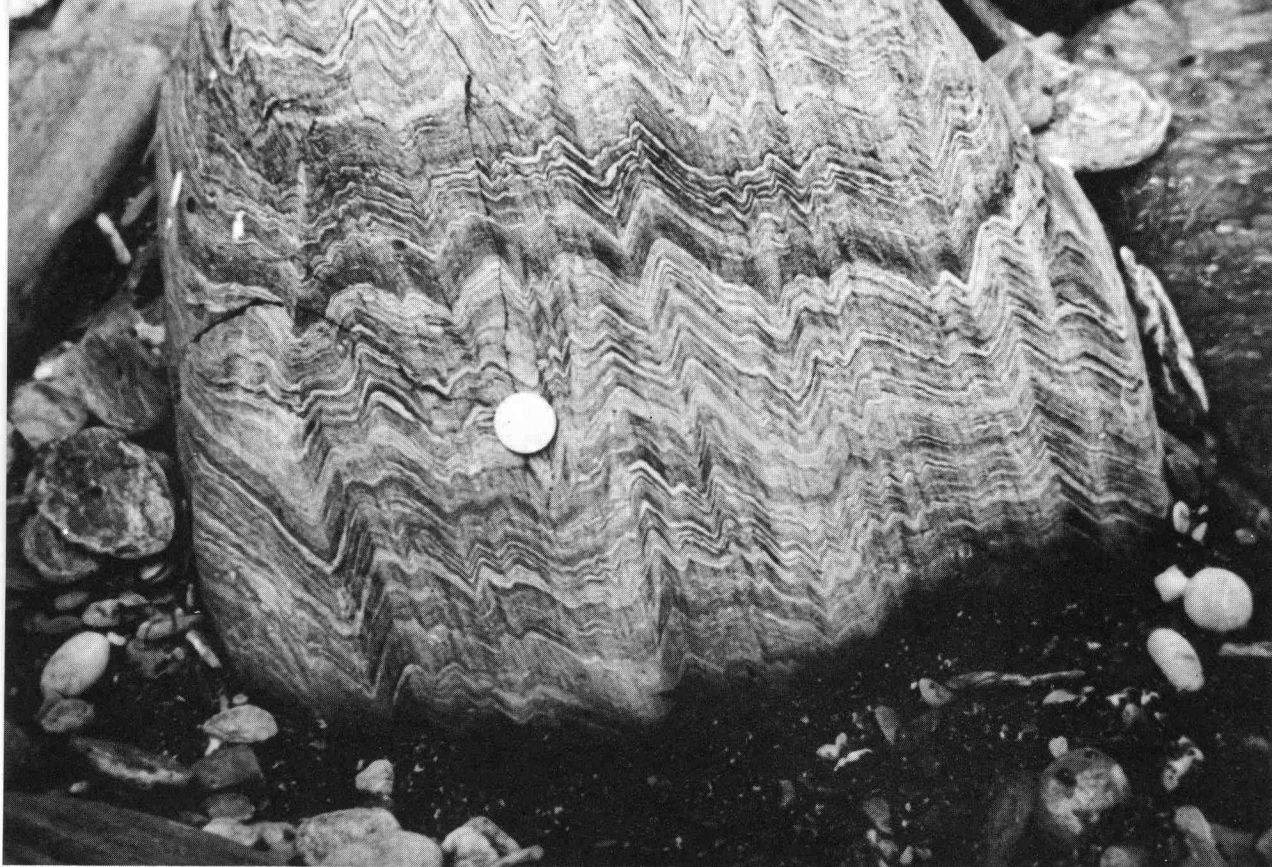
LAMINA XL

- A) (izda.) Pliegues menores de tercera fase en los alrededores de La Chada, en la costa, al W de Luarca (W a la derecha).
- B) (dcha.) Pliegues de tercera fase vergentes al W, con fracturación en las zonas de charnela. Lago (Allande).



LAMINA XLI

- A) Micropliegues de 3.^a fase prácticamente simétricos. Bloque suelto del acantilado de la costa, cerca de Tapia de Casariego.
- B) Pliegues menores de 3.^a fase con fracturación según las zonas de charnela. Carretera a La Masenga, al S de Luarca (W a la izquierda).



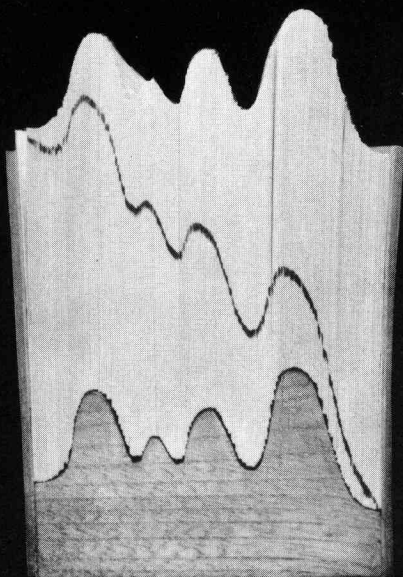
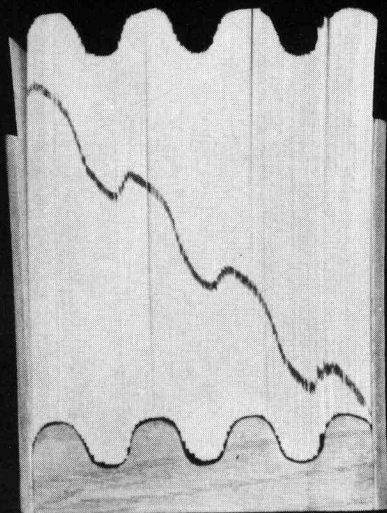
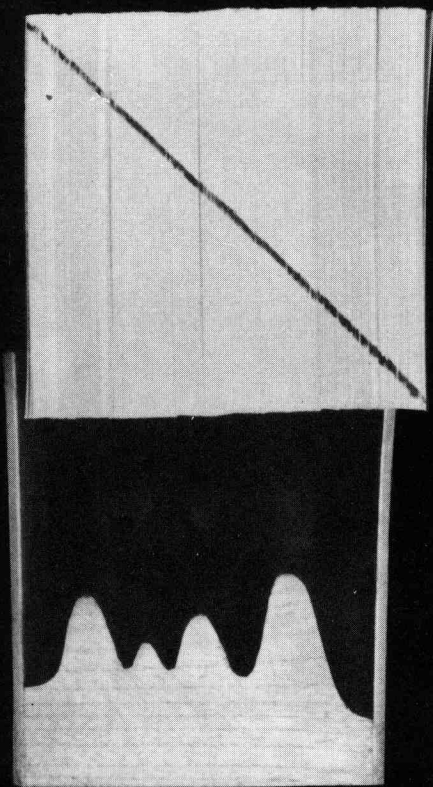
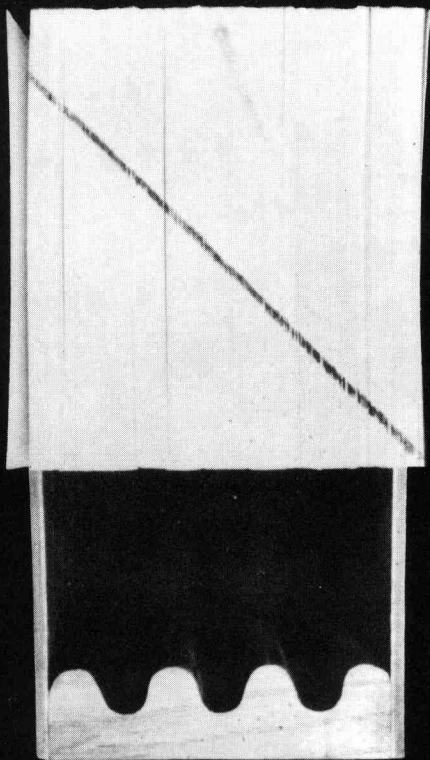
LAMINA XLII

Pliegues similares de 3.^a fase con esquistosidad de crenulación vertical (acompañada de tectonic banding) deformando la esquistosidad primaria y el cuarzo de exudación sinmetamórfico. Acantilado de la costa, cerca de Punta Percebera (Luarca). W a la izquierda.



LAMINA XLIII

Plegamiento de superficies inclinadas por un mecanismo pasivo (passive slip) con la dirección de flujo a 45° de la superficie de referencia, utilizando los modelos de O'DRISCOLL (1962).



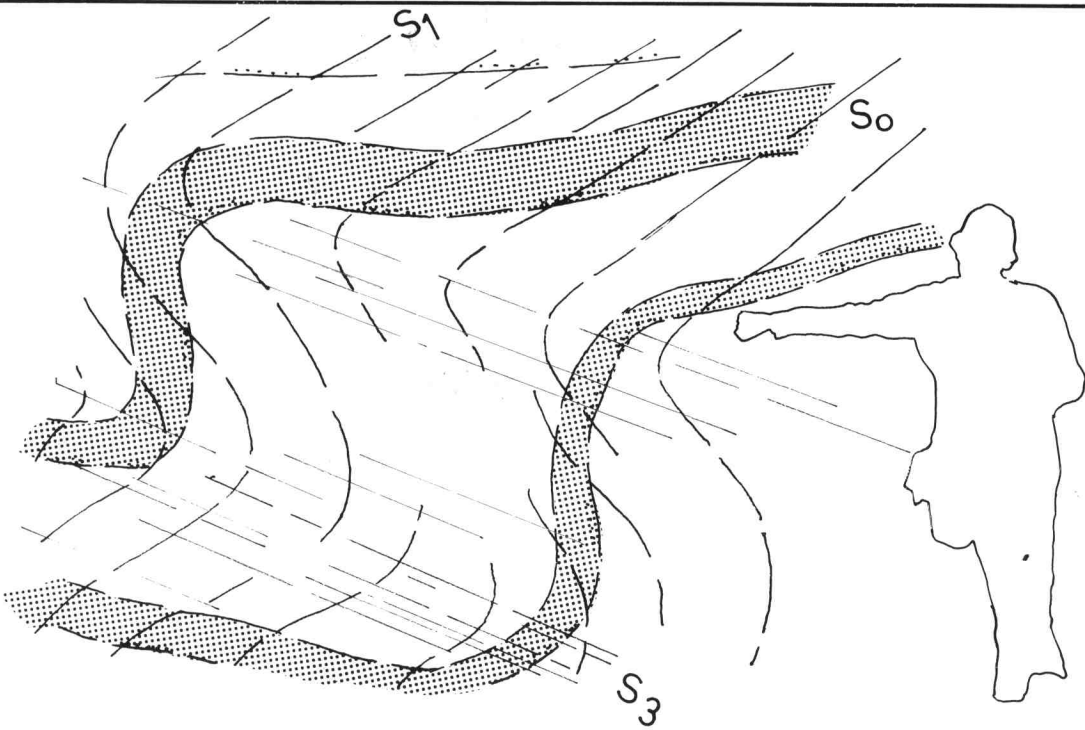
LAMINA XLIV

Charnelas de pequeños pliegues de 3.^a fase mostrando lineaciones de intersección de la primera fase deformadas. Acantilado de la costa al pie de la estación de Barcia (Luarca). N a la izquierda.



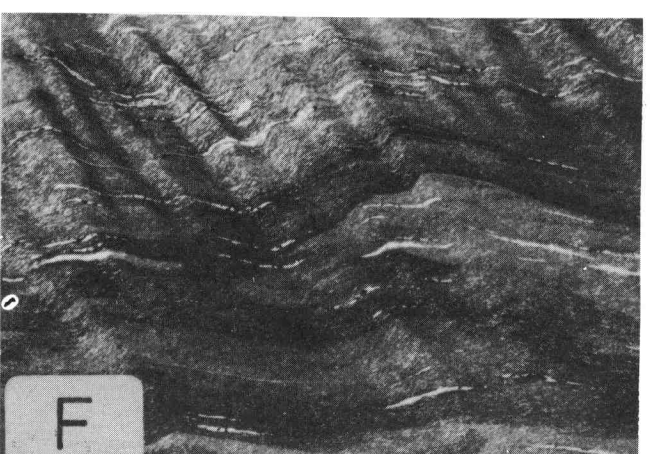
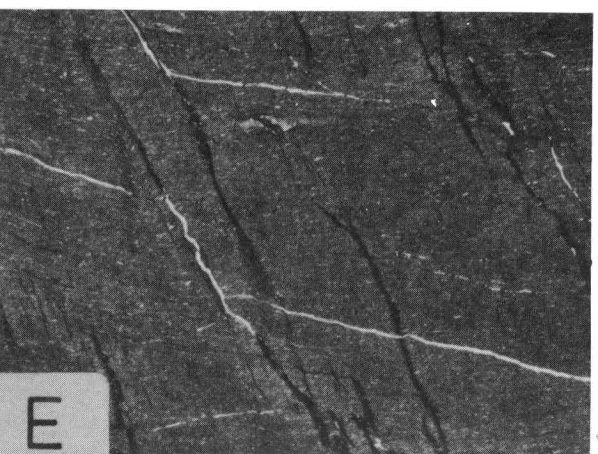
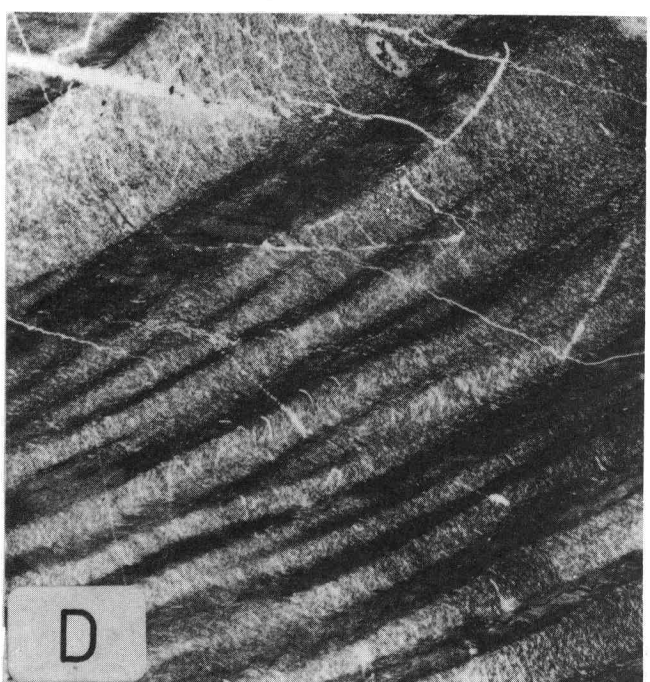
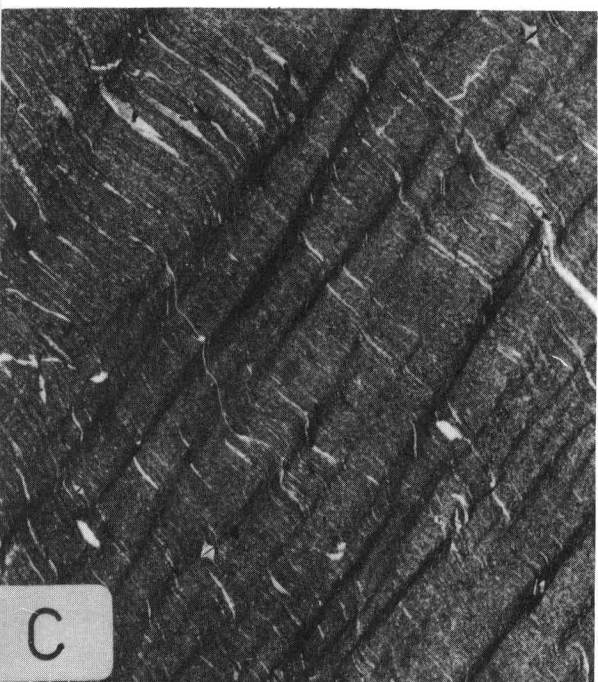
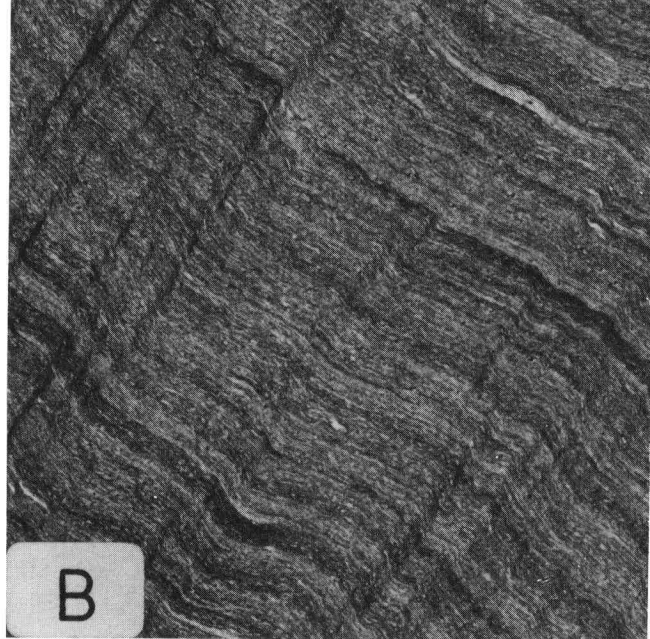
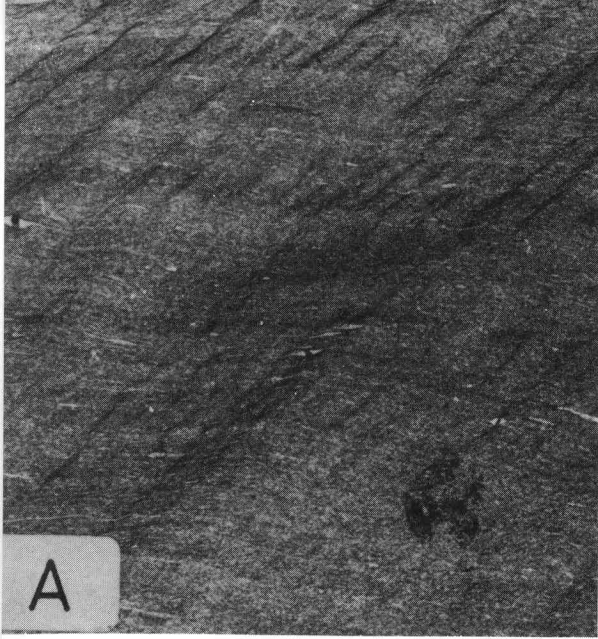
LAMINA XLV

Estratificación (S_0) y esquistosidad primaria (S_1) deformadas conjuntamente en un pliegue de 3.^a fase con esquistosidad de crenulación S_3 . Misma localidad de Lám. XLIV. W a la izquierda. Escala: Andrés Pérez-Estaún.



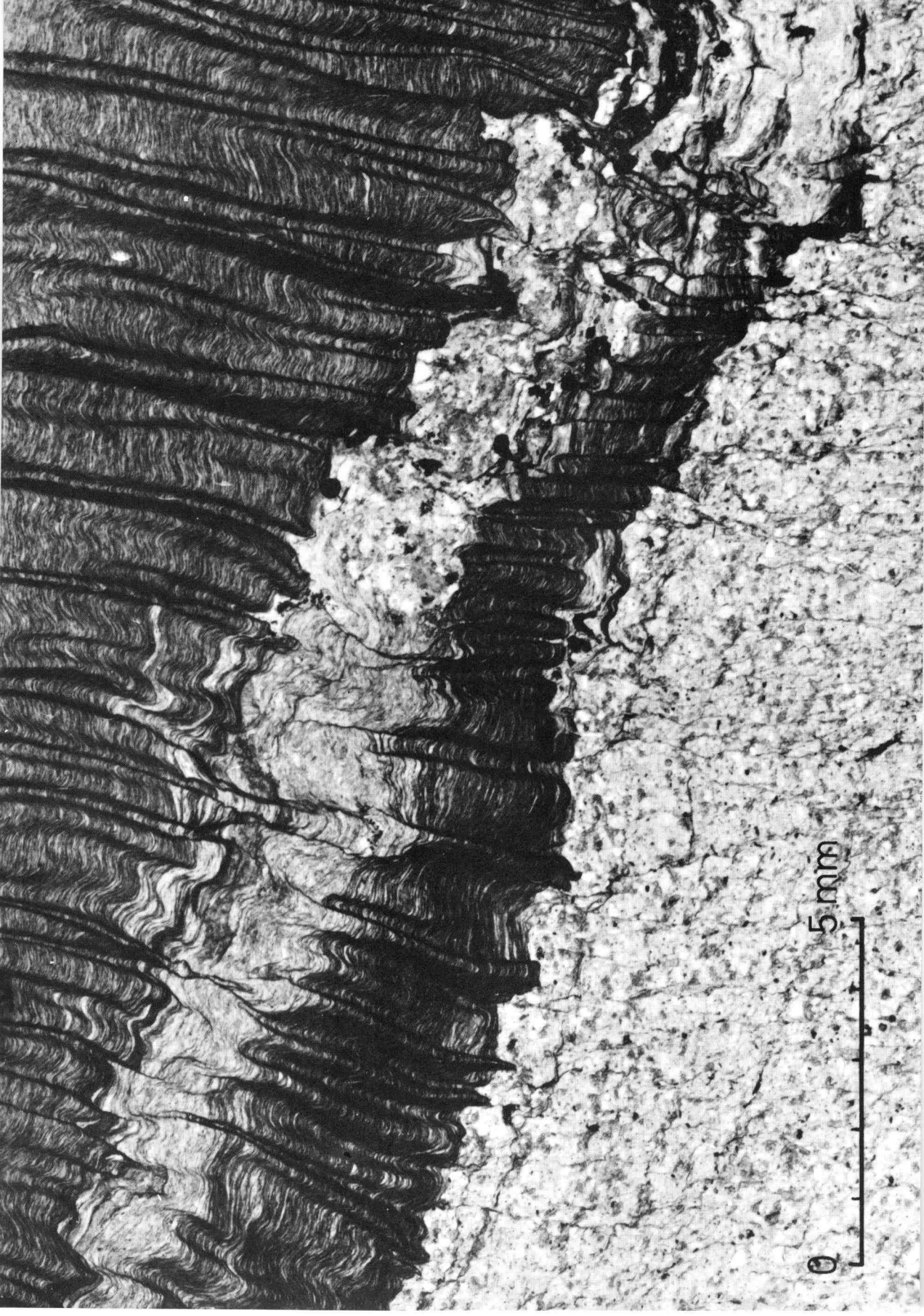
LAMINA XLVI

A, B, C y D, diferentes aspectos de la esquistosidad de crenulación S_3 , desde débiles superficies de discontinuidad hasta la formación de un microplegamiento intenso acompañado por tectonic banding. E, formación de fracturas paralelas a S_3 . F, crenulación manifestada como micro kink-bands. A y C, alrededores de Cornollo (al S de Berducedo); B y E, alrededores de Luarca; D y F, Montefurado (Allande), Aproximadamente x 5.



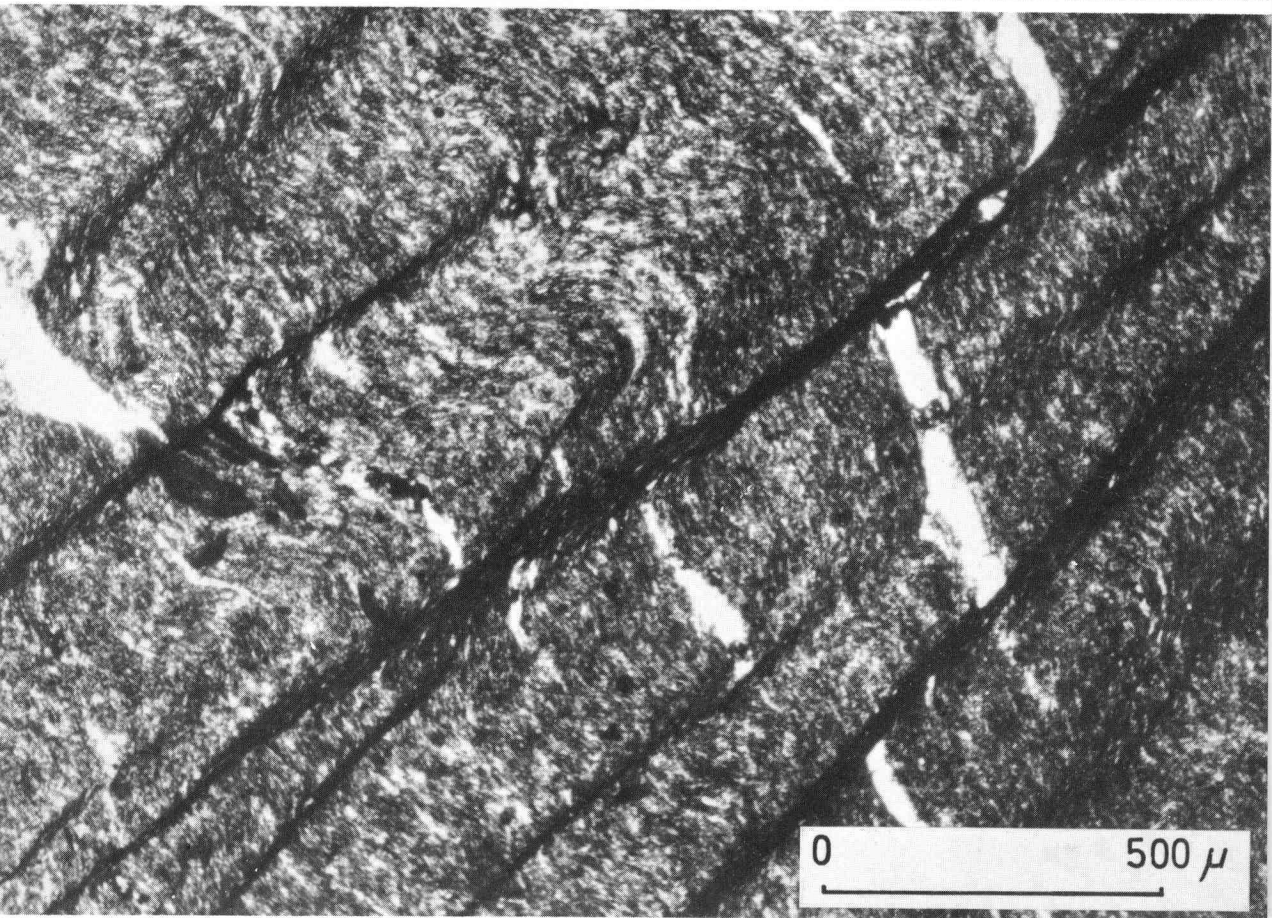
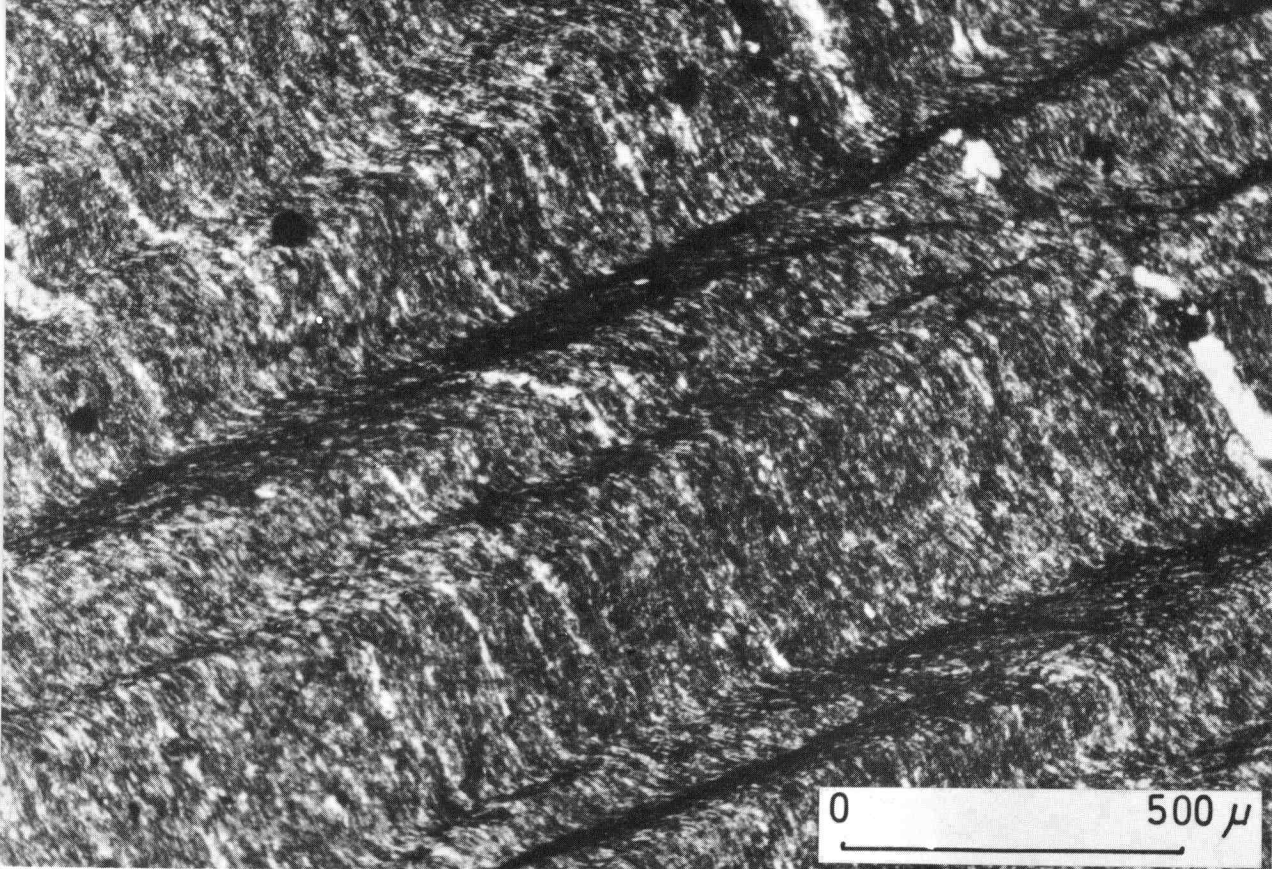
LAMINA XLVII

Esquistosidad S_3 produciendo un microplegamiento intenso de la esquistosidad primaria (prácticamente paralela a la estratificación en la fotografía). Puede observarse el diferente estilo que presenta la esquistosidad en los niveles pelítico y arenoso, Portizuelo, Luarca.



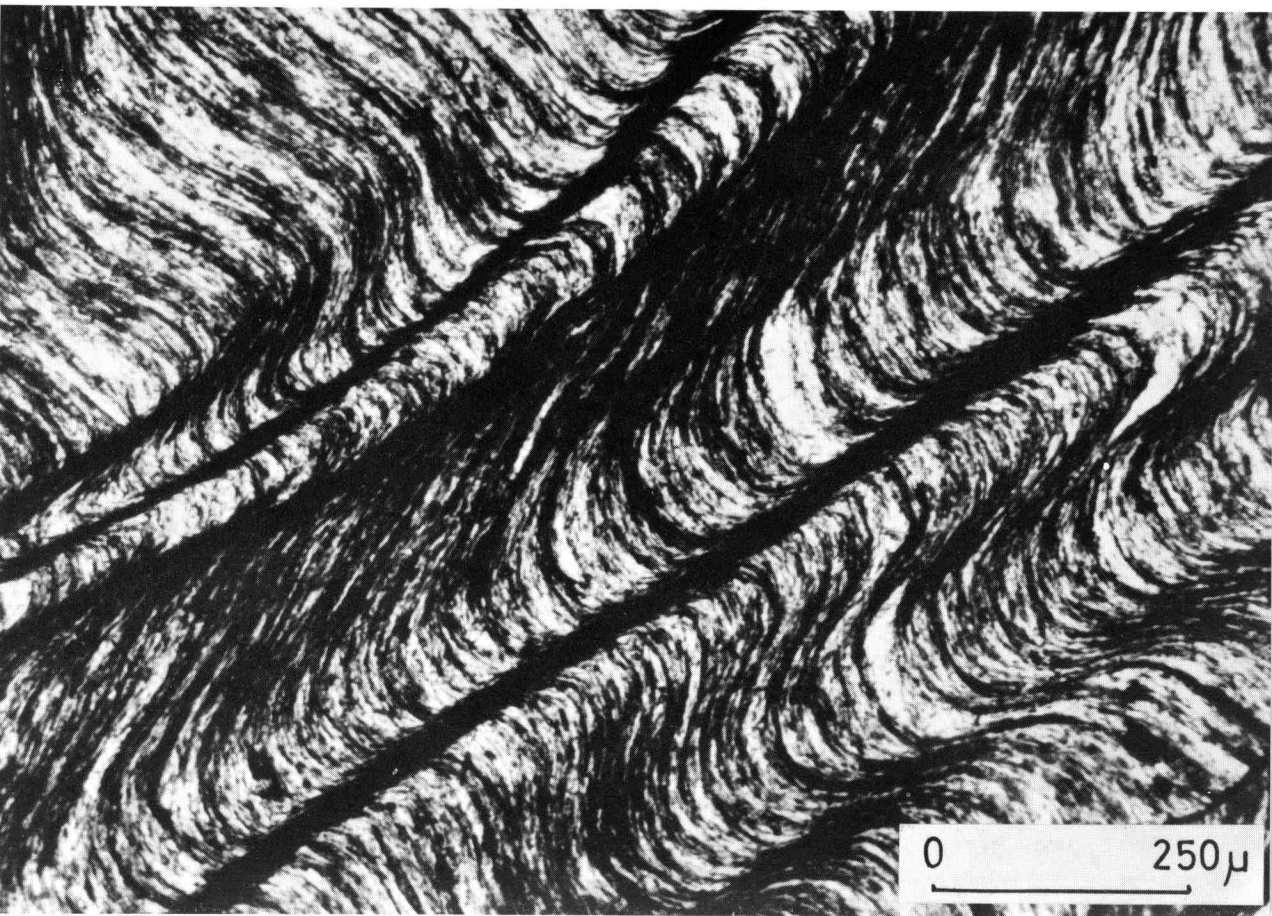
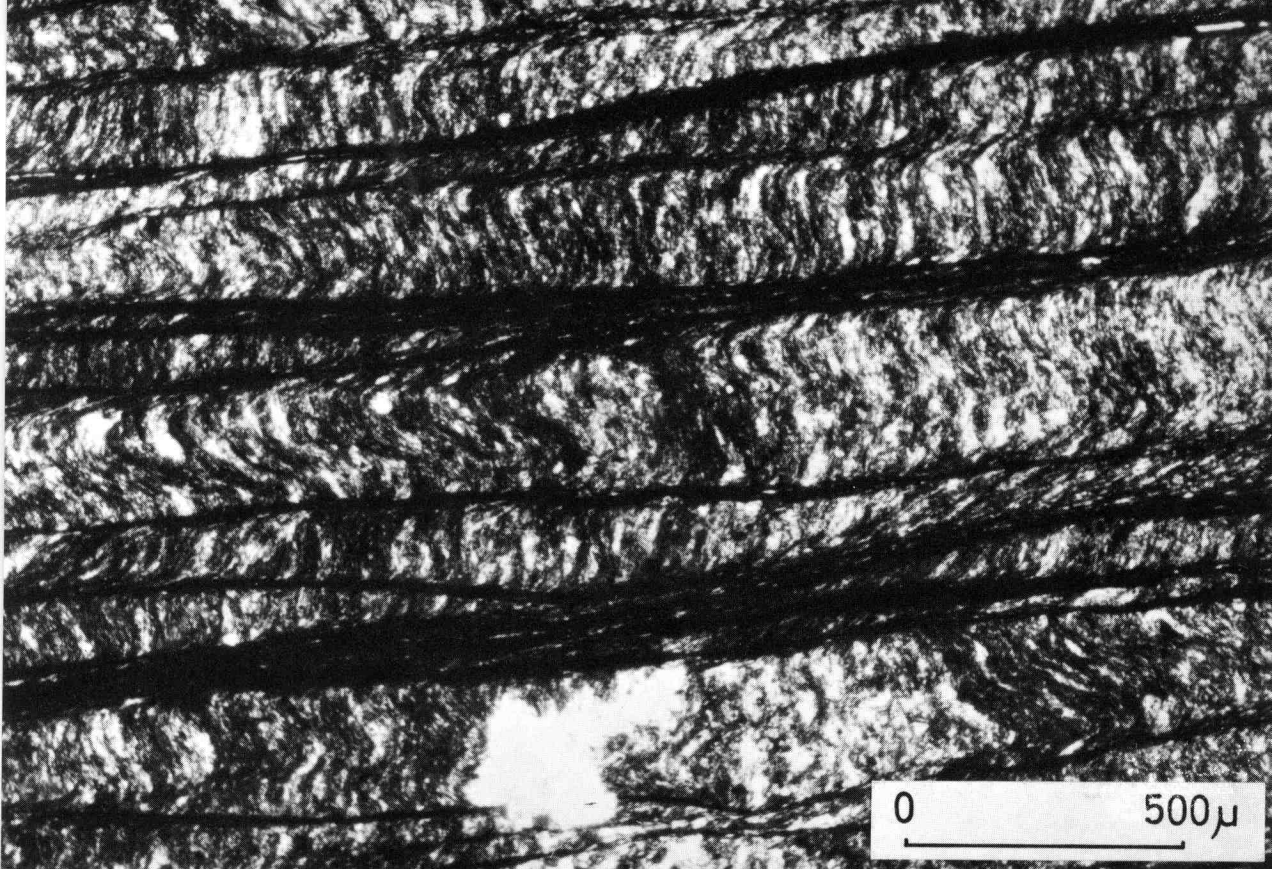
LAMINA XLVIII

Compresión y fracturación en el interior de bandas de kink microscópicas (S_3) como consecuencia de una rotación fuerte del material dentro de la banda (ver fig. 47). Pizarras de Luarca en Montefurado (Allande).



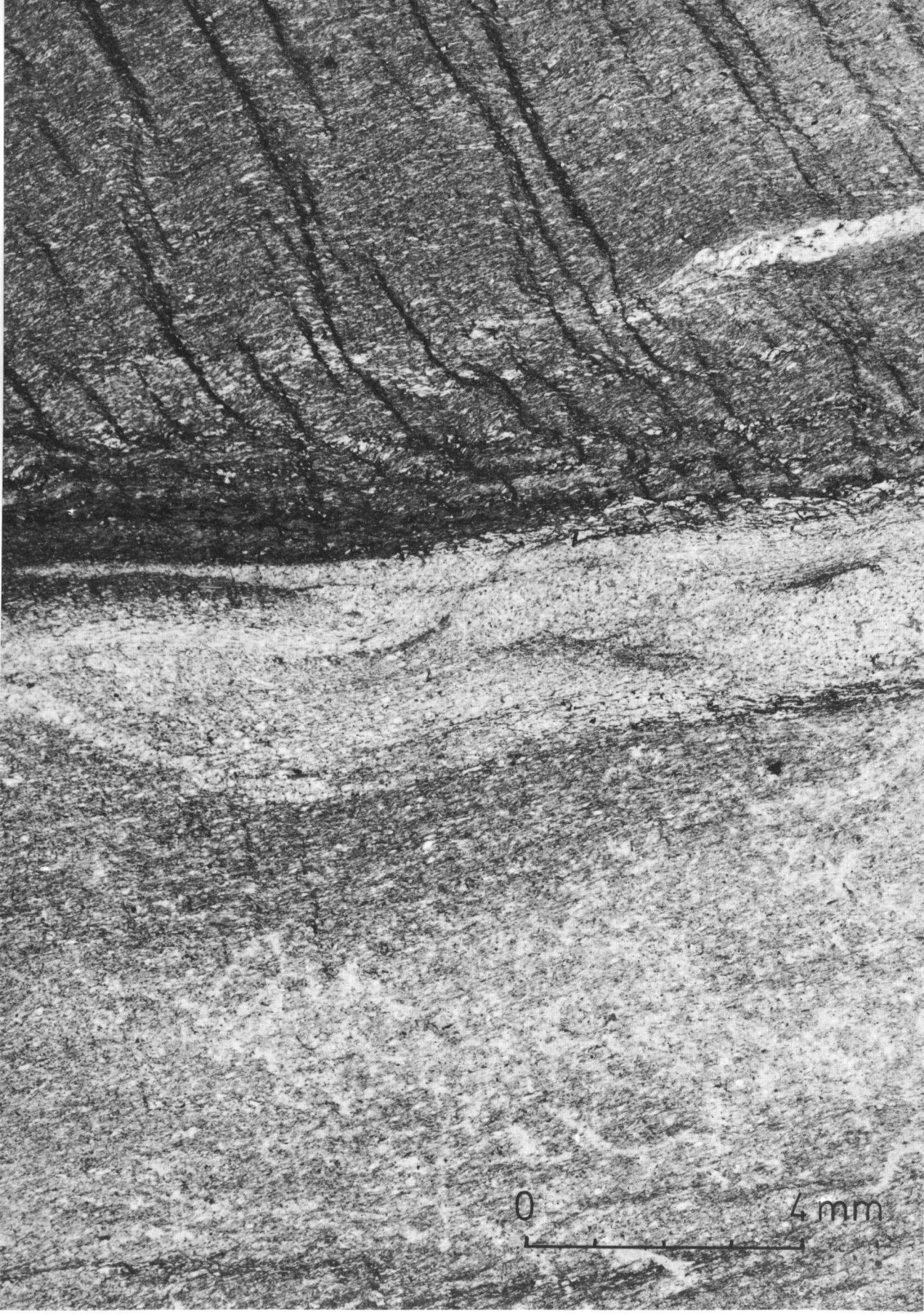
LAMINA XLIX

- A) Compresión y fracturación en microlitones S_3 separando bandas distendidas y enriquecidas en cuarzo de segregación. Alrededores de Luarca.
- B) Compresión y fracturación en los flancos de micropliegues de 3.^a fase. Portizuelo (Luarca).



LAMINA L

Superficies S_3 de esquistosidad de crenulación irregulares y poco penetrativas. Niveles pelíticos de la Serie de los Cabos, en el Km. 22 de la carretera de Pola de Allande a Grandas de Salime.



0

4 mm

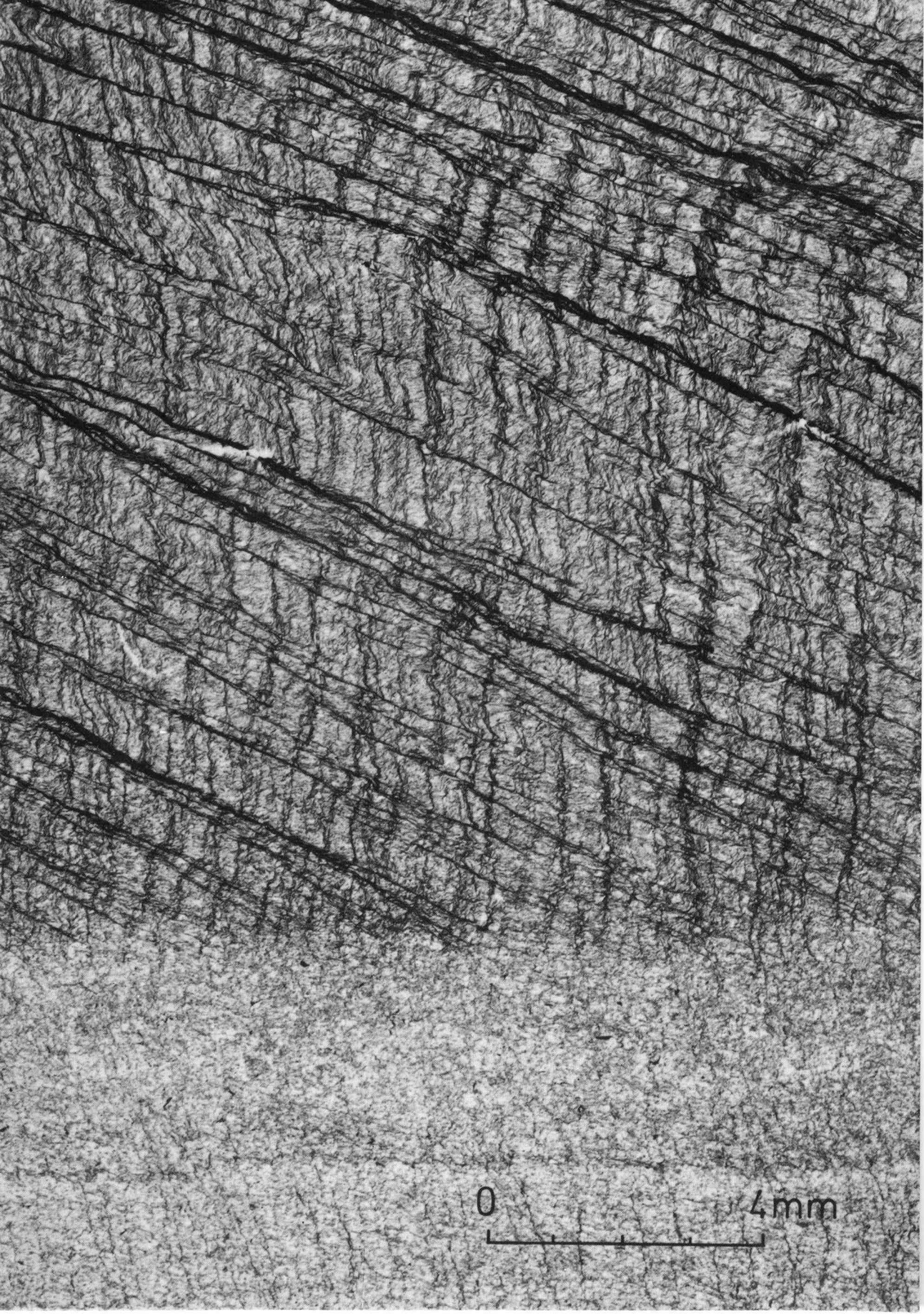
LAMINA LI

Esquistosidad S_3 de crenulación cortando perpendicularmente la estratificación y esquistosidad primaria (ambas paralelas), acompañada por un desarrollo importante de tectonic banding. Misma localidad de Lám. XLII.



LAMINA LII

Esquistosidad S_3 de crenulación acompañada por tectonic banding, produciendo un microplegamiento intenso de la esquistosidad primaria. Estratificación horizontal en la fotografía. Misma localidad de Lám. XLIV.



0

4 mm

LAMINA LIII

Desarrollo de crenulaciones menores en el interior de microlitones S_3 . La esquistosidad S_3 se acompaña por un tectonic banding muy manifiesto. Misma localidad de Lám. XLIV.



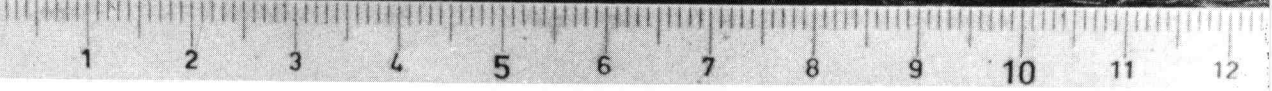
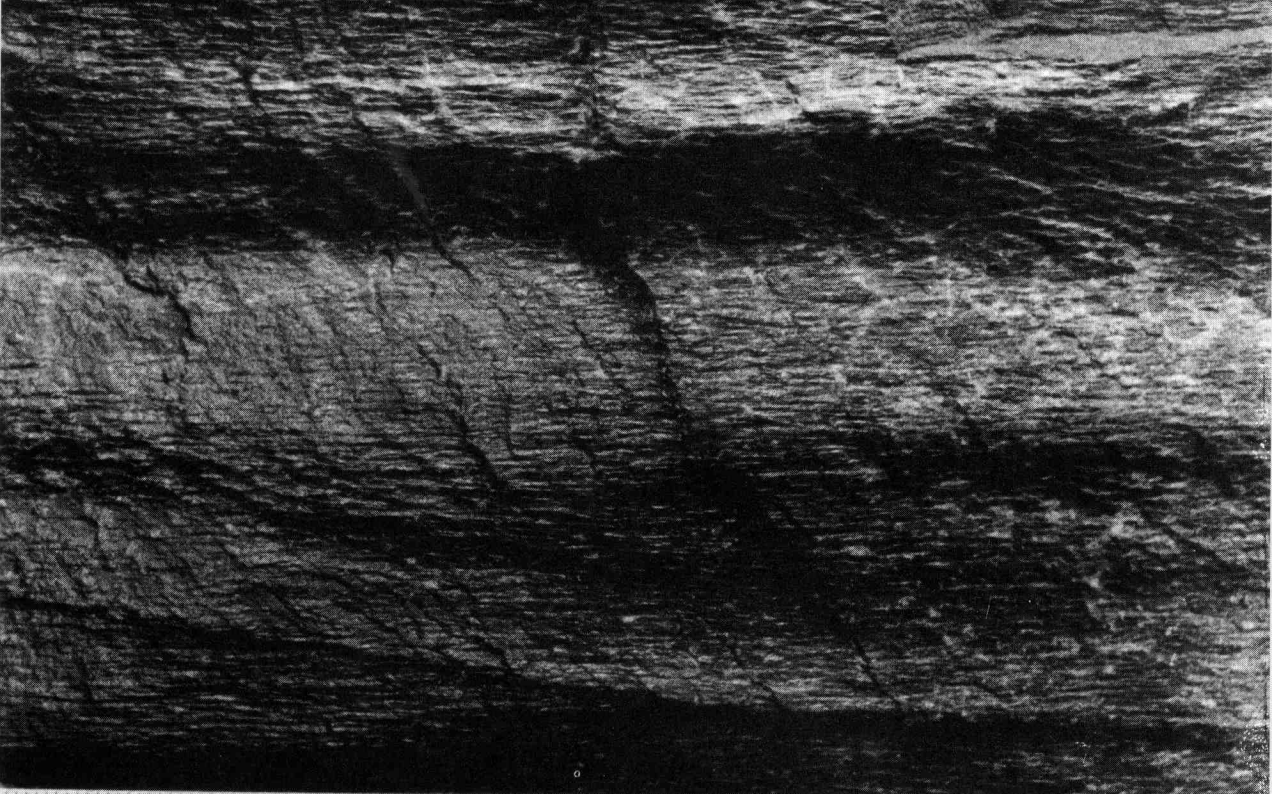
LAMINA LIV

Desarrollo de esquistosidades S_3 de crenulación en relación con un micropliegue. Se destaca una esquistosidad axial que se encuentra ligeramente deformada por otra crenulación oblicua diferente (mitad derecha de la fotografía). Otra crenulación, horizontal en la fotografía, alcanza a verse en algunos puntos (extremo superior izquierdo).



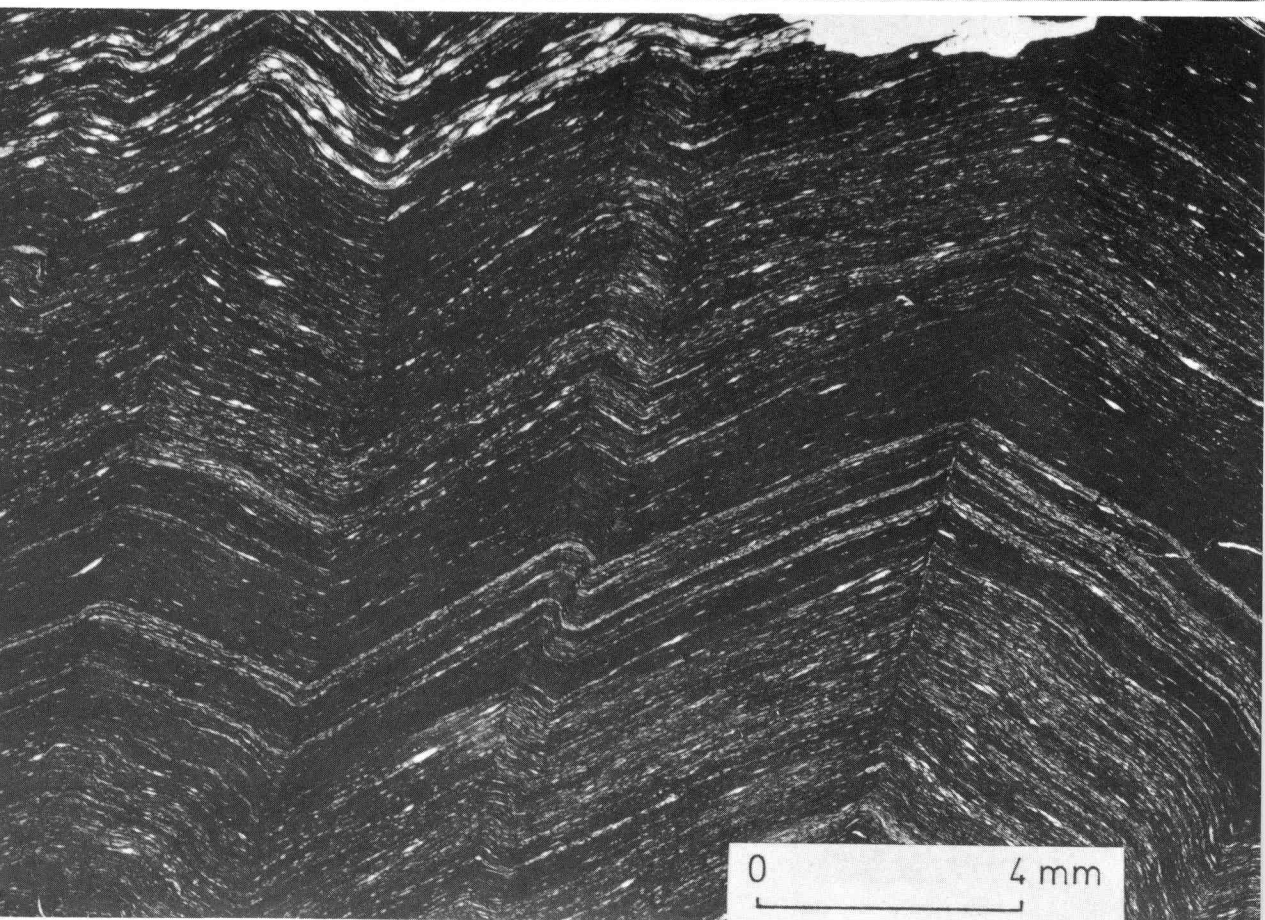
LAMINA LV

- A) Superficie de esquistosidad primaria mostrando la lineación de crenulación producida por la intersección de la esquistosidad S_3 . Alrededores de Pesoz.
- B) Aspecto en el campo de los kink-bands deformando la esquistosidad primaria. Km 56 de la carretera de Berducedo a Villapedre (W a la izquierda).



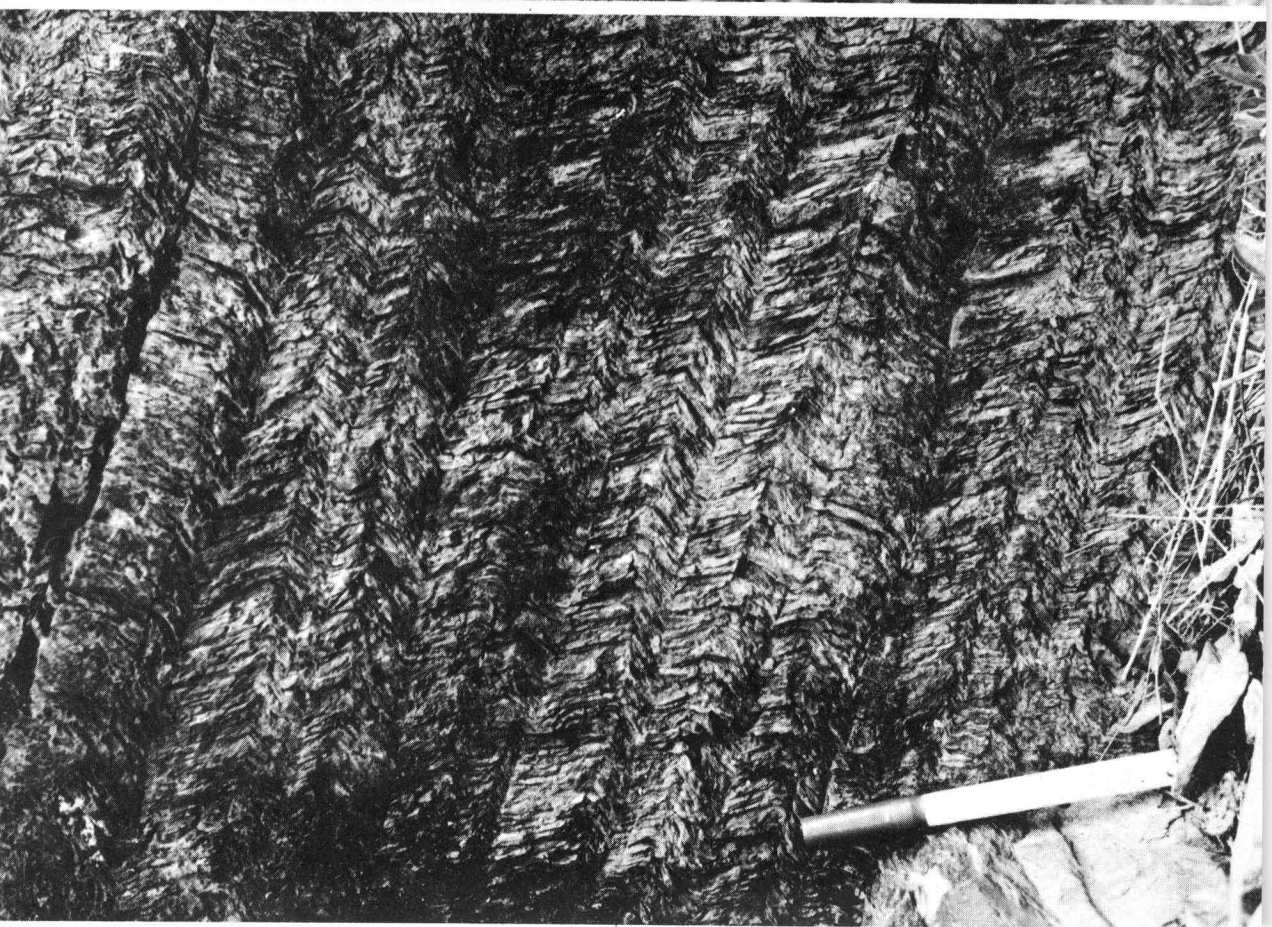
LAMINA LVI

- A) kink-bands subhorizontales en sección transversal. Misma localidad de Lám. LVB (W a la izquierda).
- B) Kink-bands en lámina delgada. Los ángulos que forman las superficies axiales de los kink con la foliación inicial S_1 a un lado y otro de ellas, son próximos entre sí, y en consecuencia, no se origina tectonic banding. Alrededores de Grandas de Salime.



LAMINA LVII

Pliegues de tipo chevron con superficies axiales subhorizontales, originados por el desarrollo de bandas de kink muy próximas entre sí. Izquierda, en el embalse de Doiras (W a la izquierda). Derecha, alrededores de Castrillón (Boal) (W a la derecha).



LAMINA LVIII

Kink-bands no angulares con desarrollo de una crenulación fina paralela a sus superficies axiales. Alrededores de Castrillón (Boal) (W a la derecha).



LAMINA LIX

Deformación progresiva de los kink-bands. Las superficies de referencia plegadas son las propias superficies axiales de los kink-bands. En la fotografía inferior (detalle de la parte izquierda de la anterior) puede apreciarse el desplazamiento relativo a lo largo de las superficies de esquistosidad (S_1) simultáneo con el plegamiento. Km. 66 de la carretera de Pola de Allande a Grandas de Salime, cerca del embalse (W a la izquierda).



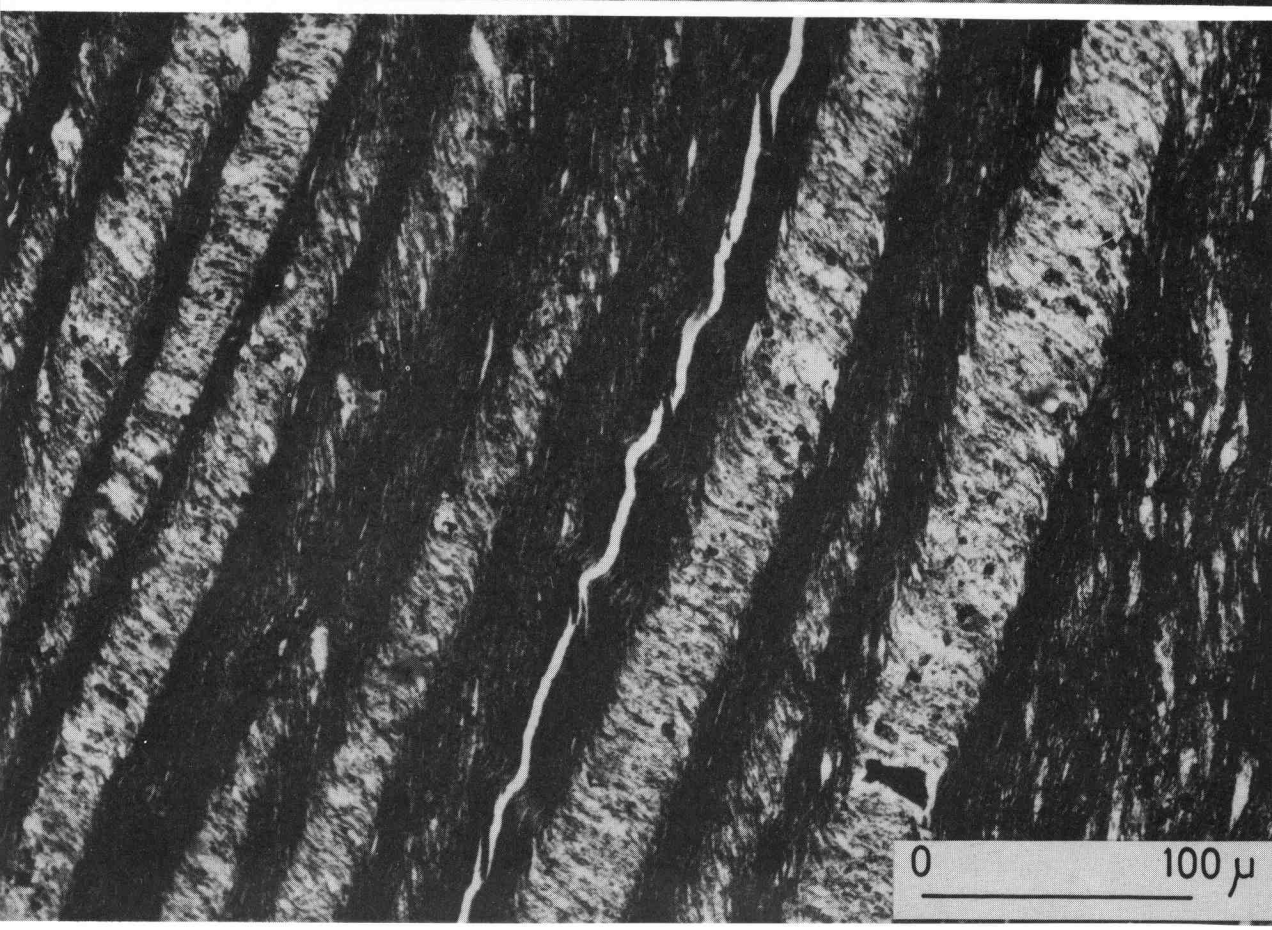
LAMINA LX

Desarrollo conjunto de esquistosidad de crenulación (S_3) (vertical en las fotografías, con una geometría de tipo kink) y kink-bands (horizontales), con formación de pliegues conjugados. Acanalado de la costa en La Chada, al W de Luarca (W a la derecha).



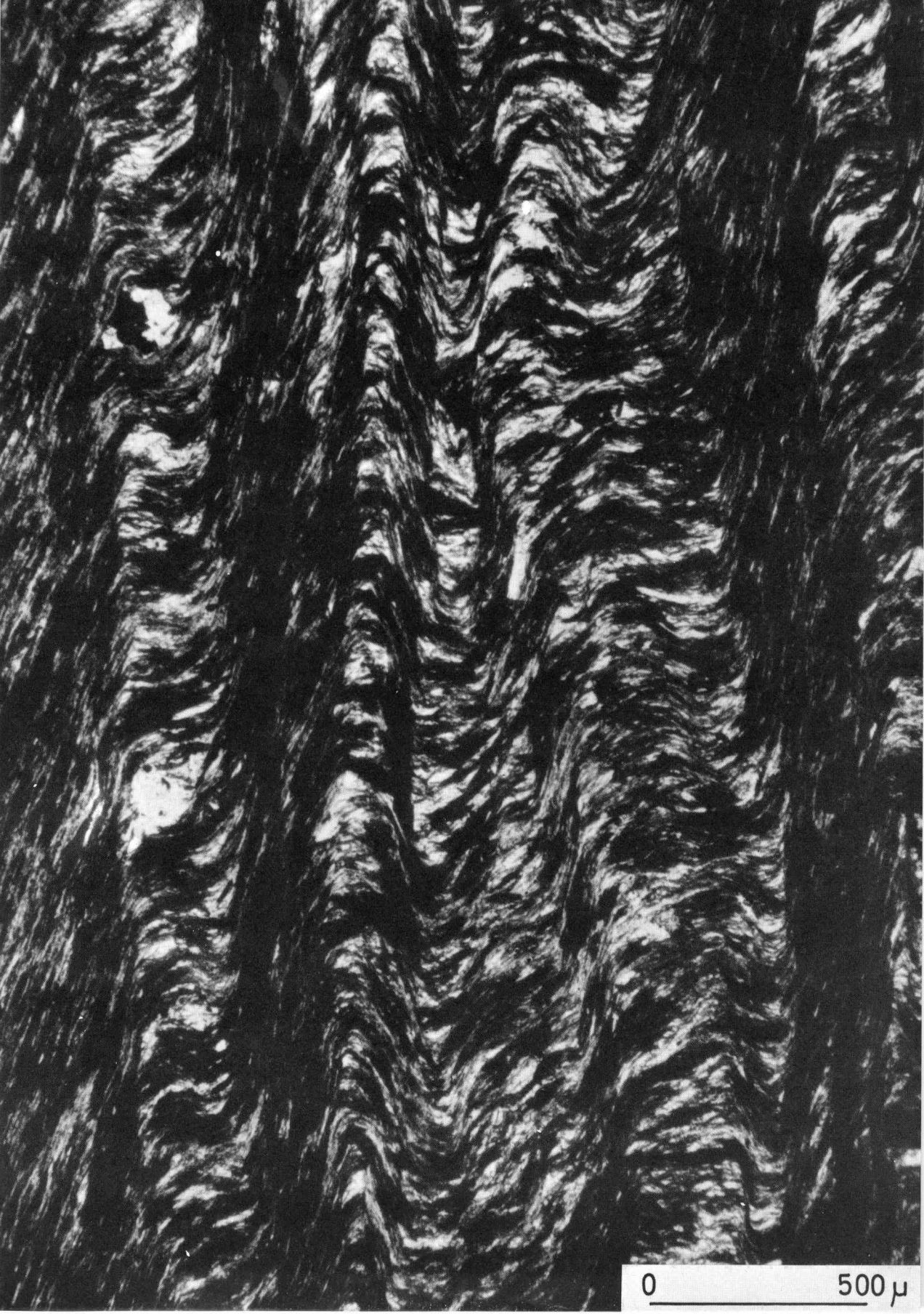
LAMINA LXI

- A) Aspecto en el campo del tectonic banding que acompaña en ocasiones a la esquistosidad S_3 . Macroscópicamente se manifiesta como una foliación definida por una alternancia de bandas oscuras y claras (enriquecidas en cuarzo de segregación). La estratificación no es visible en el campo, ya que se encuentra totalmente transpuesta por la esquistosidad primaria; esta última es paralela a la pequeña vena de cuarzo situada a la derecha de la moneda en la fotografía. Acantilado de la costa cerca de Punta Percebera (Luarca). W a la izquierda.
- B) Tectonic banding a escala microscópica; se destaca el enriquecimiento en cuarzo de los micro-litones S_3 rotados (bandas claras). Alrededores de Luarca.



LAMINA LXII

Tectonic banding originado como consecuencia del desarrollo de la esquistosidad S_2 de crenulación. El cuarzo de segregación rellena huecos virtuales originados en zonas de kink (izquierda) o en charnelas de micropliegues (centro), como consecuencia de distensiones. Puente Martul (Oscos).

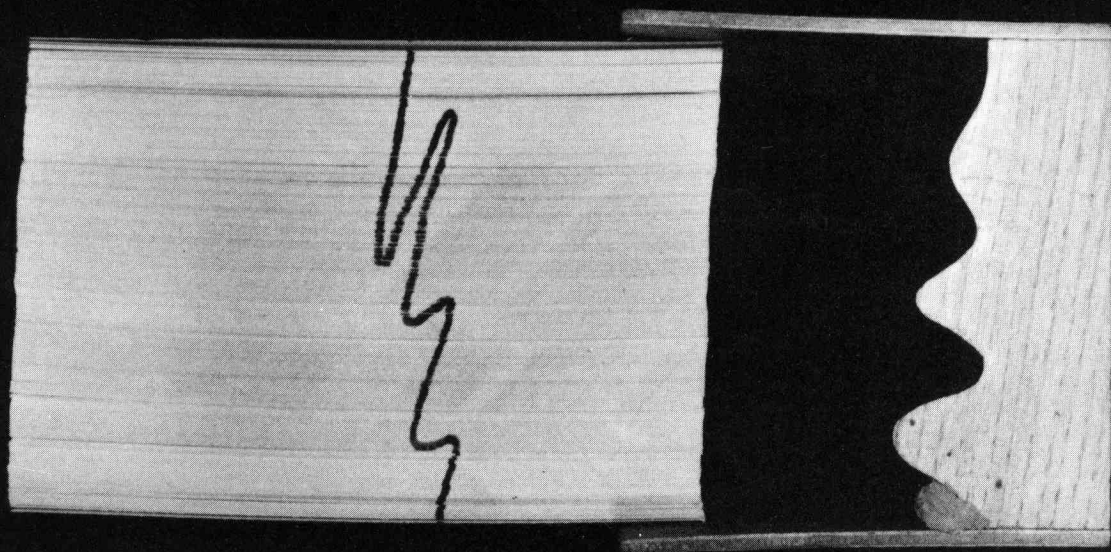
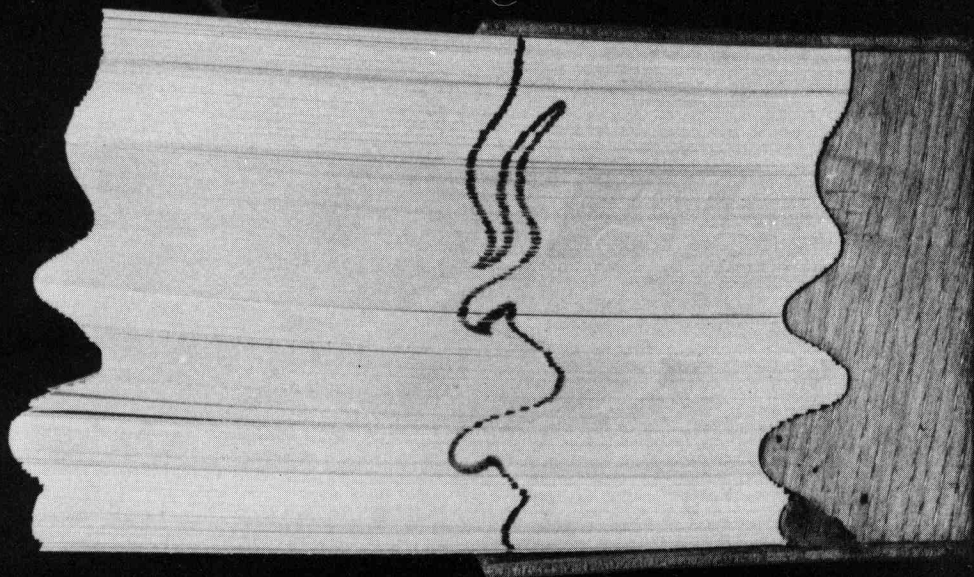


0

500 μ

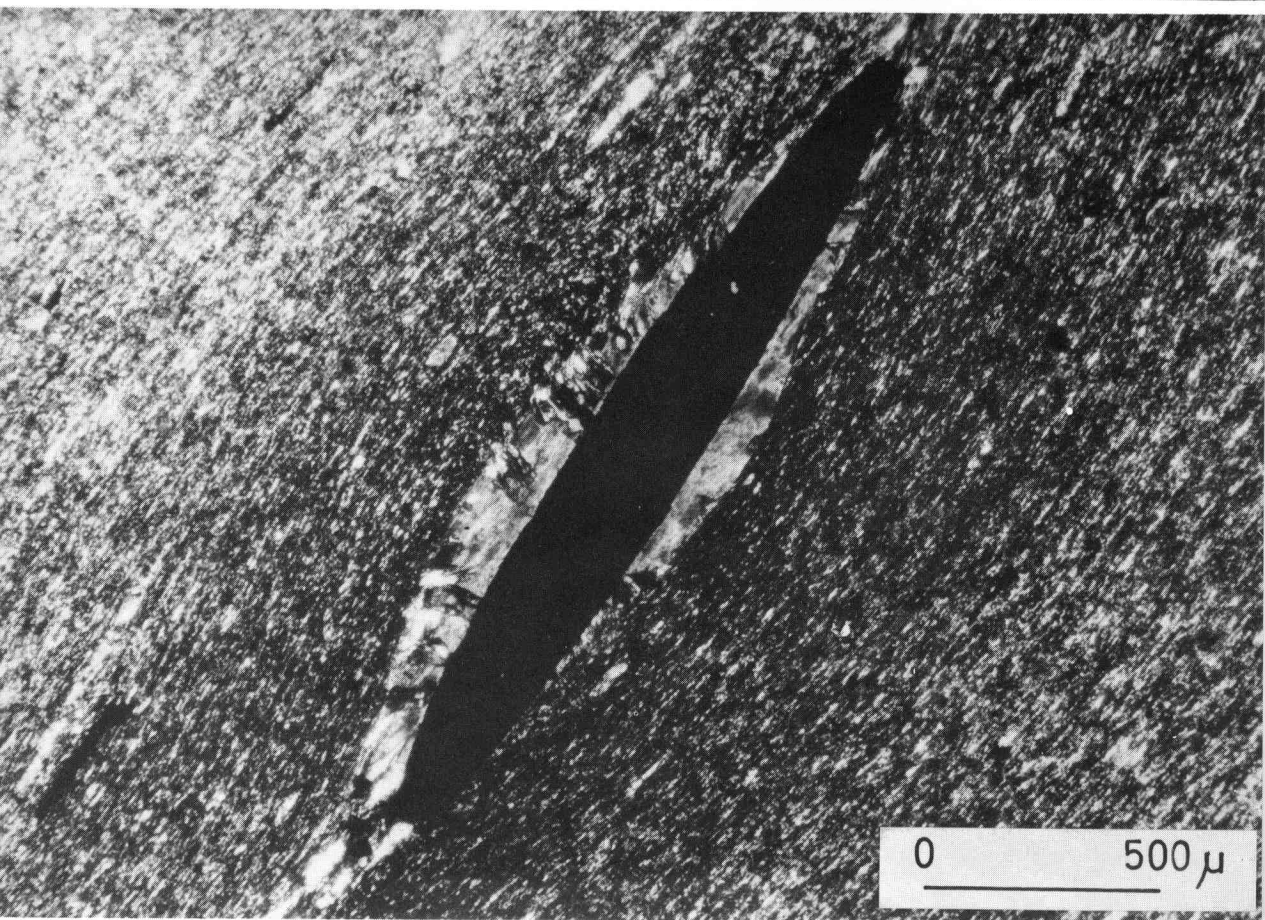
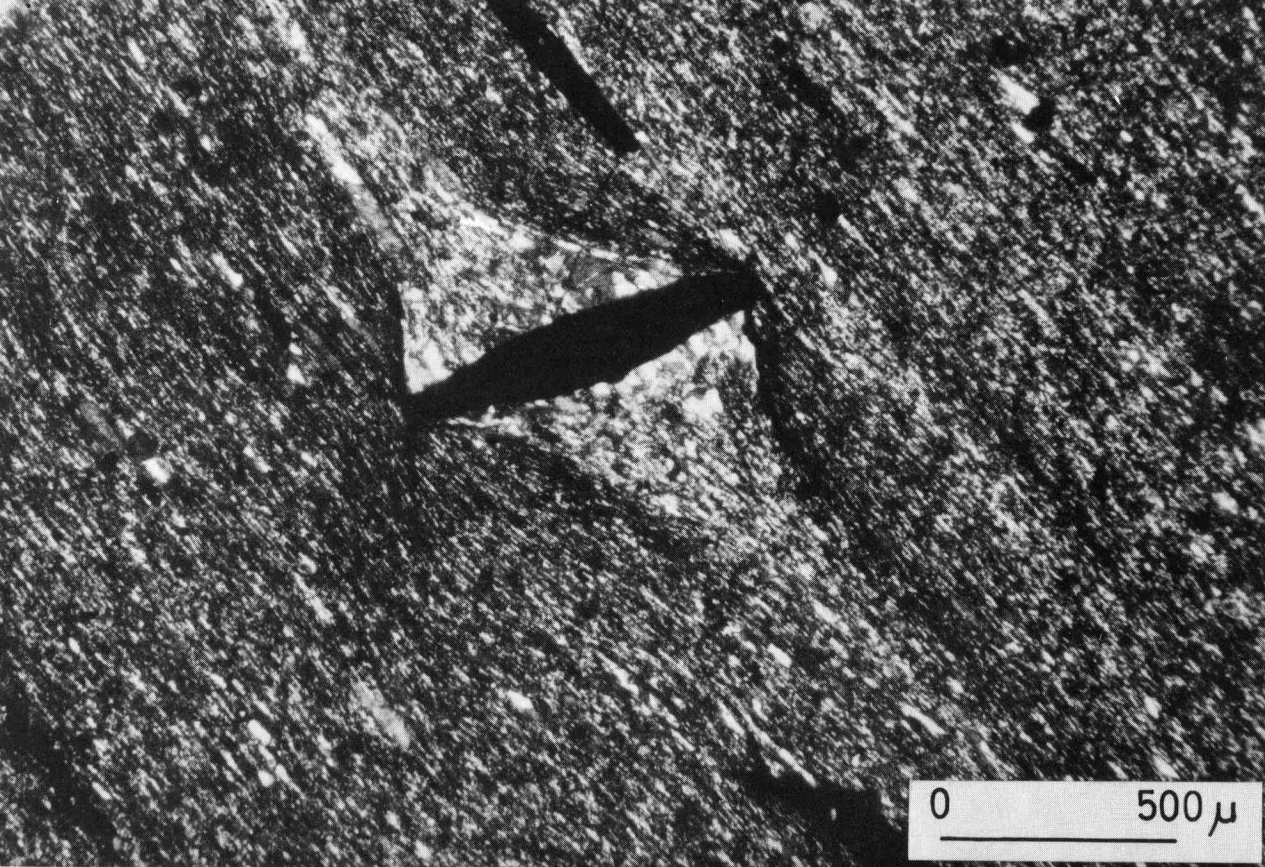
LAMINA LXIII

Deformación de un sistema de pliegues de plano axial progresivamente verticalizado hacia la izquierda, por un mecanismo pasivo (passive slip) con la dirección de flujo vertical, utilizando los modelos de O'DRISCOLL (1962).



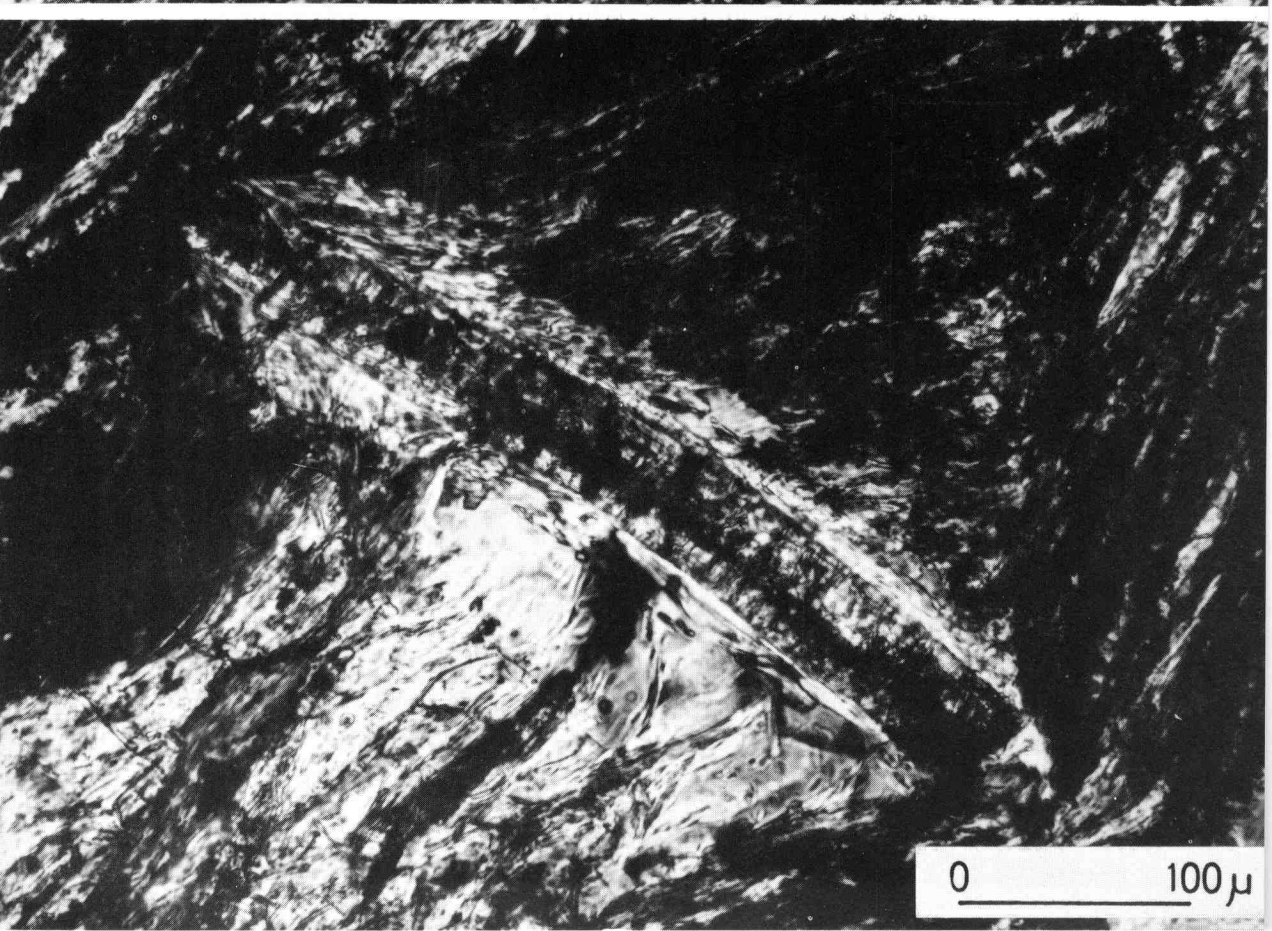
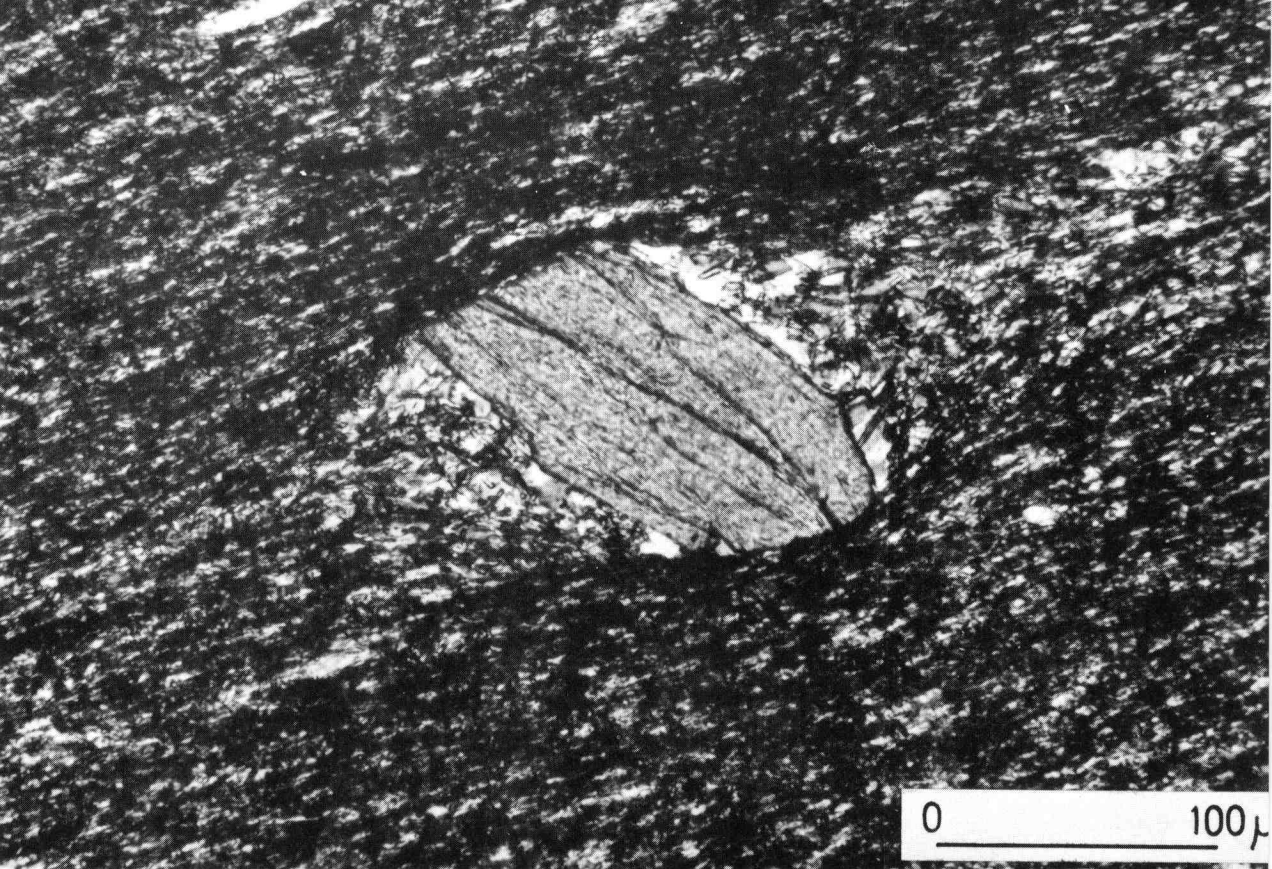
LAMINA LXIV

Formación de sombras de presión (pressure shadows) (arriba) y flecos de presión (pressure fringes) (abajo) en torno a cristales pretectónicos de rutilo, como consecuencia del desarrollo de la esquistosidad primaria de flujo (láminas talladas paralelamente al plano XZ). Pressure shadows constituidas principalmente por cuarzo y pressure fringes por clorita y cuarzo (pequeños cristales orientados perpendicularmente a los bordes del rutilo). Pizarras de Luarca, alrededores de Grandas de Salime.



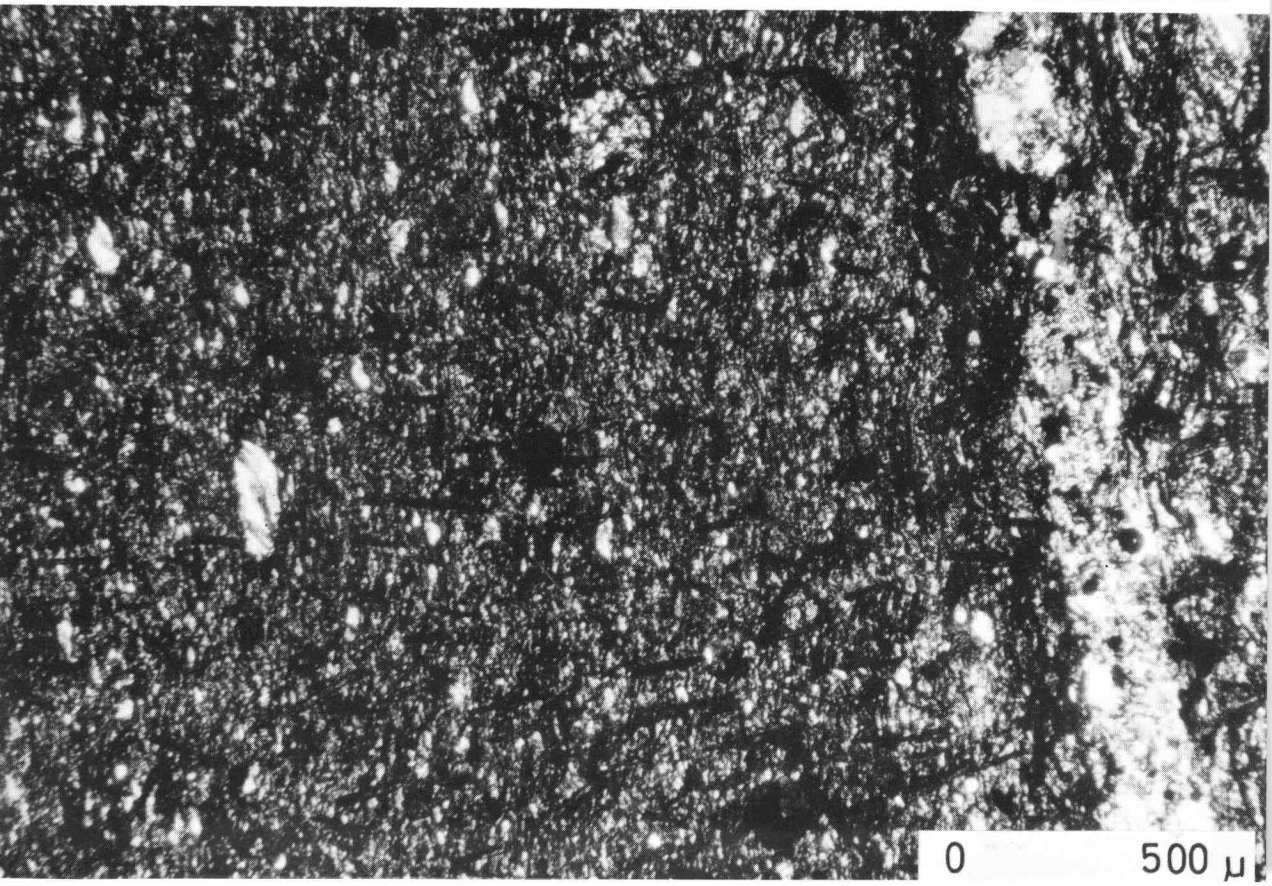
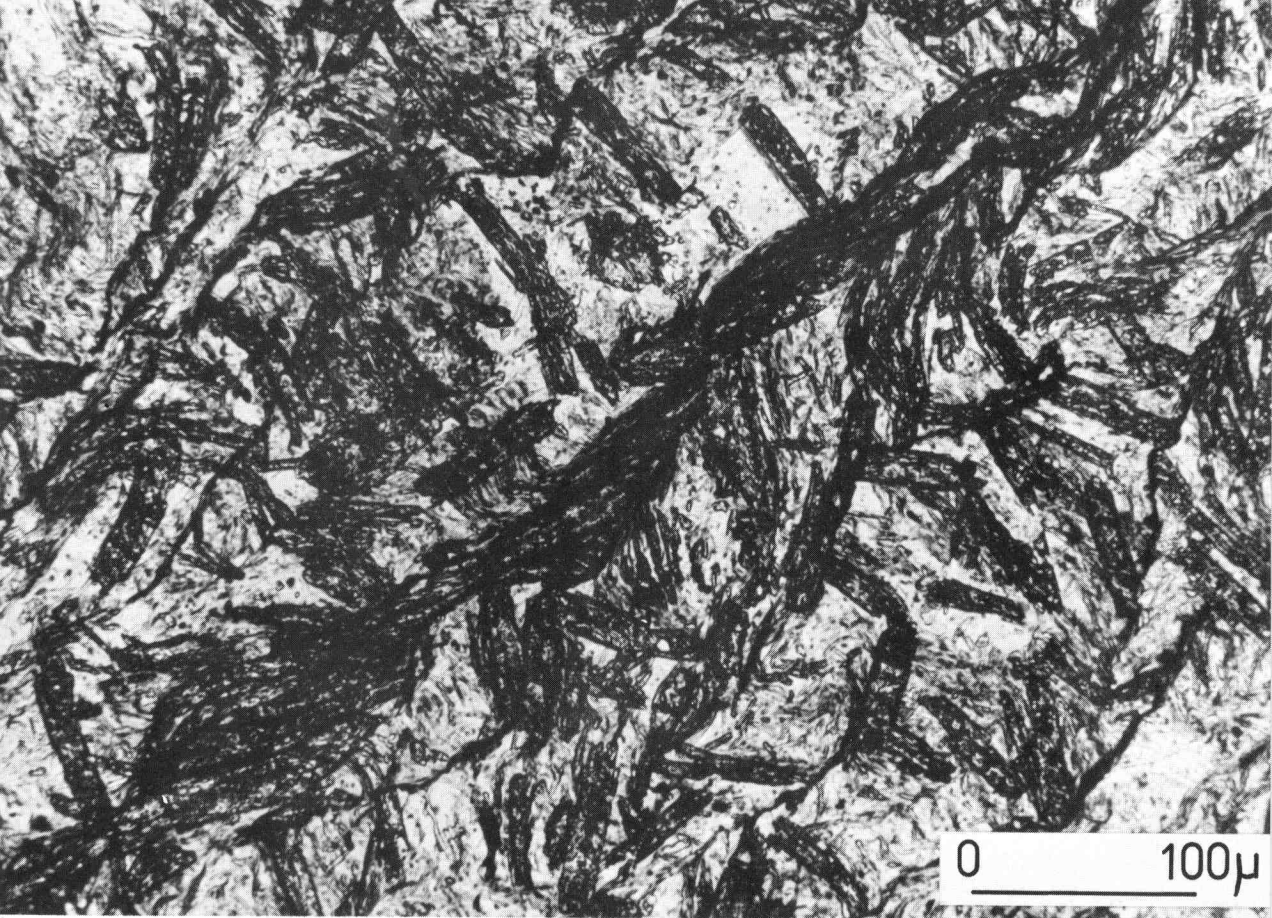
LAMINA LXV

- A) Porfiroblasto sintectónico de clorita con exfoliación oblicua a la esquistosidad primaria y sombras de presión en la dirección de máxima elongación de la esquistosidad. Lámina tallada paralelamente al plano XZ. Pizarras de Luarca, alrededores de Grandas de Salime.
- B) Cristal de cloritoide anterior al fin de la primera fase. Las inclusiones muestran que el cristal creció perpendicularmente a la esquistosidad, pero la deformación continuó después formándose colas de presión en torno al cristal. Ampelitas silúricas (Oscos).



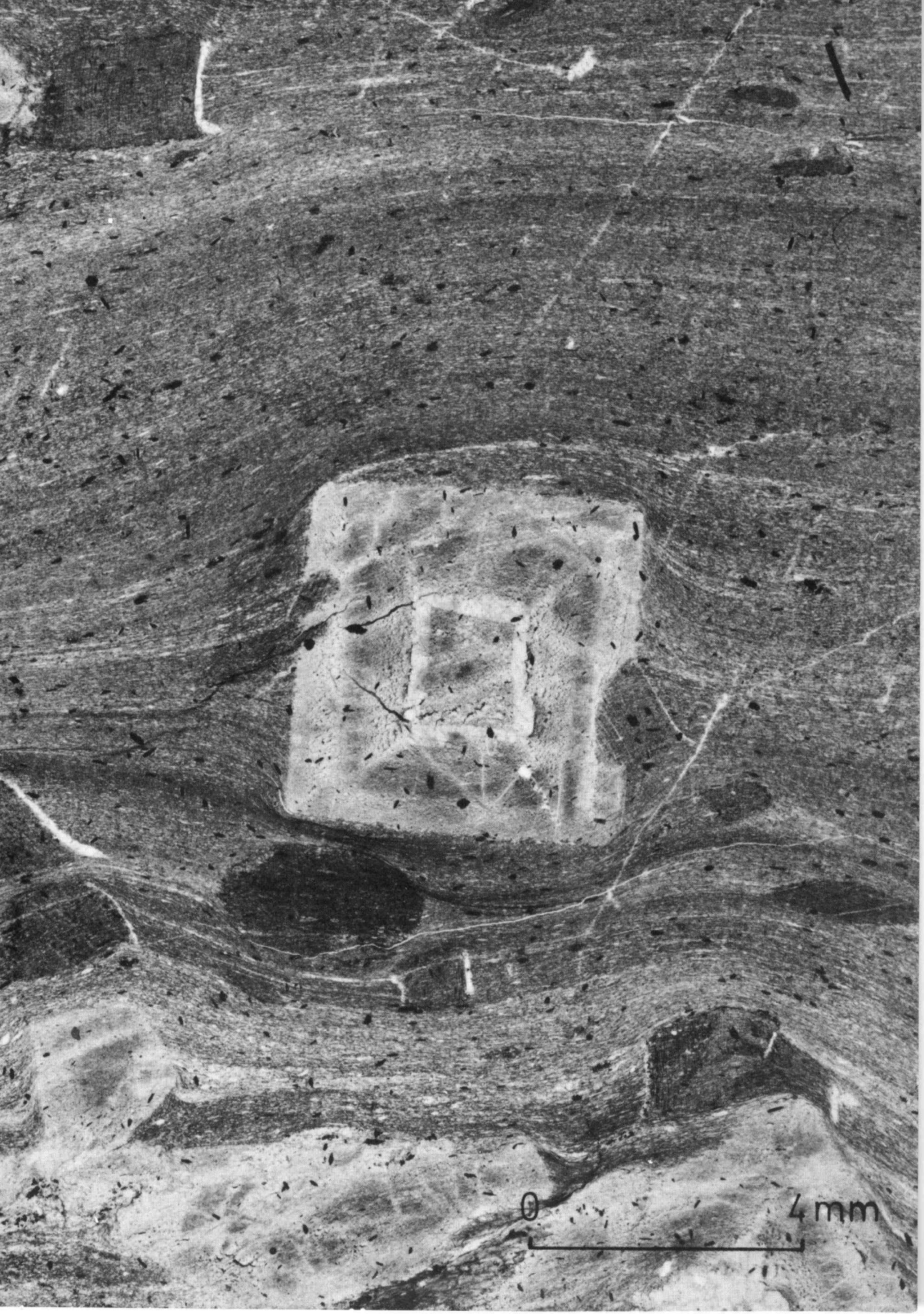
LAMINA LXVI

- A) Pequeños cristales de cloritoide posteriores a la primera fase y cristalizados en parte según superficies fracturadas de crenulación S_2 . Puente Martul (Oscos).
- B) Cristales de cloritoide posteriores a la primera fase y orientados paralelamente a la dirección de la esquistosidad S_2 (poco manifiesta en la fotografía, donde solamente se aprecia un ligero microplegamiento de la esquistosidad primaria). Ampelitas silúricas en Sta. Eulalia de Oscos.



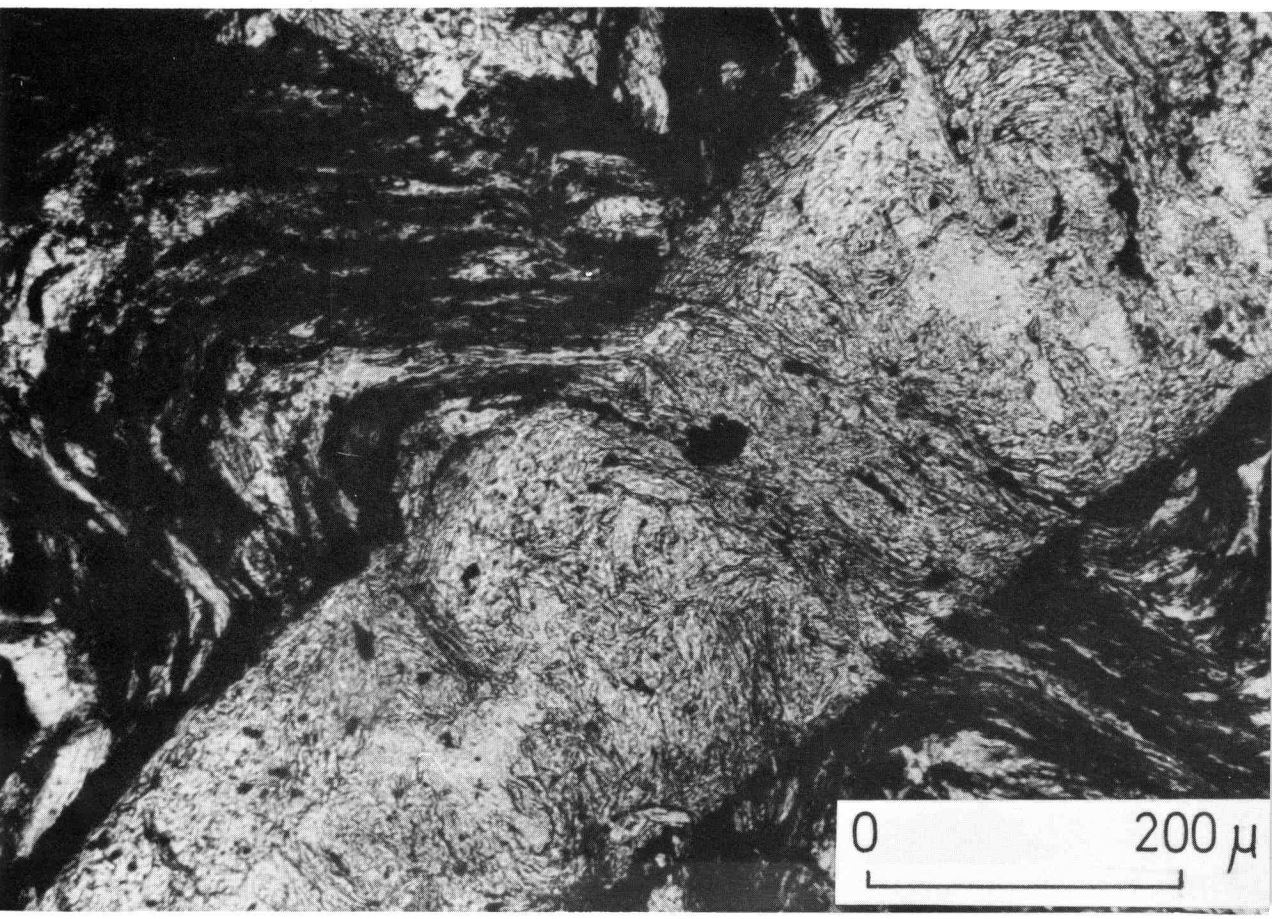
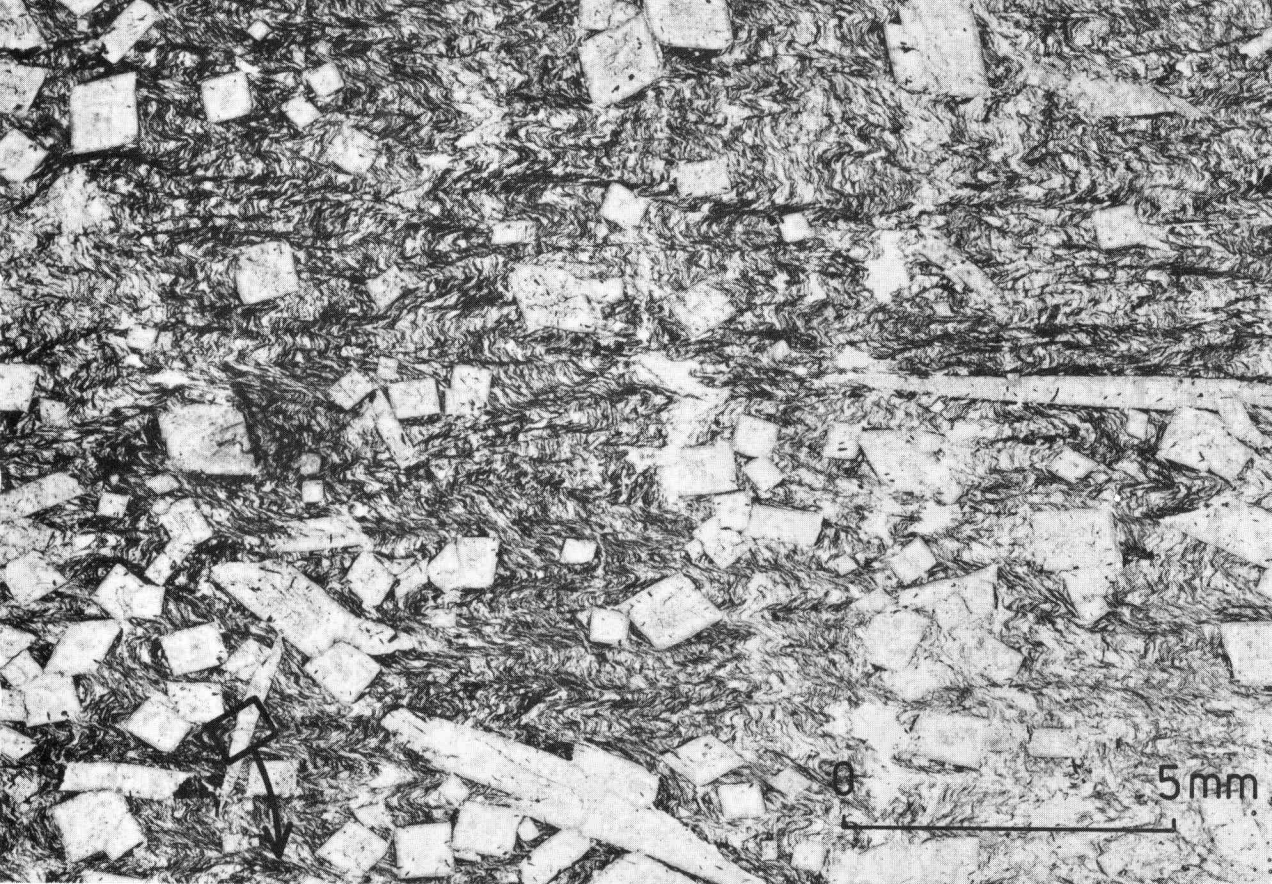
LAMINA LXVII

Porfiroblasto de quistolita posterior a la primera fase. La esquistosidad primaria se encuentra incluida en el interior del cristal, aunque el desmesurado crecimiento de éste da lugar a que aparezca curvada en los bordes. Pizarras de Luarca en la aureola de metamorfismo de contacto del granito de Boal.



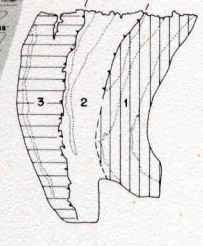
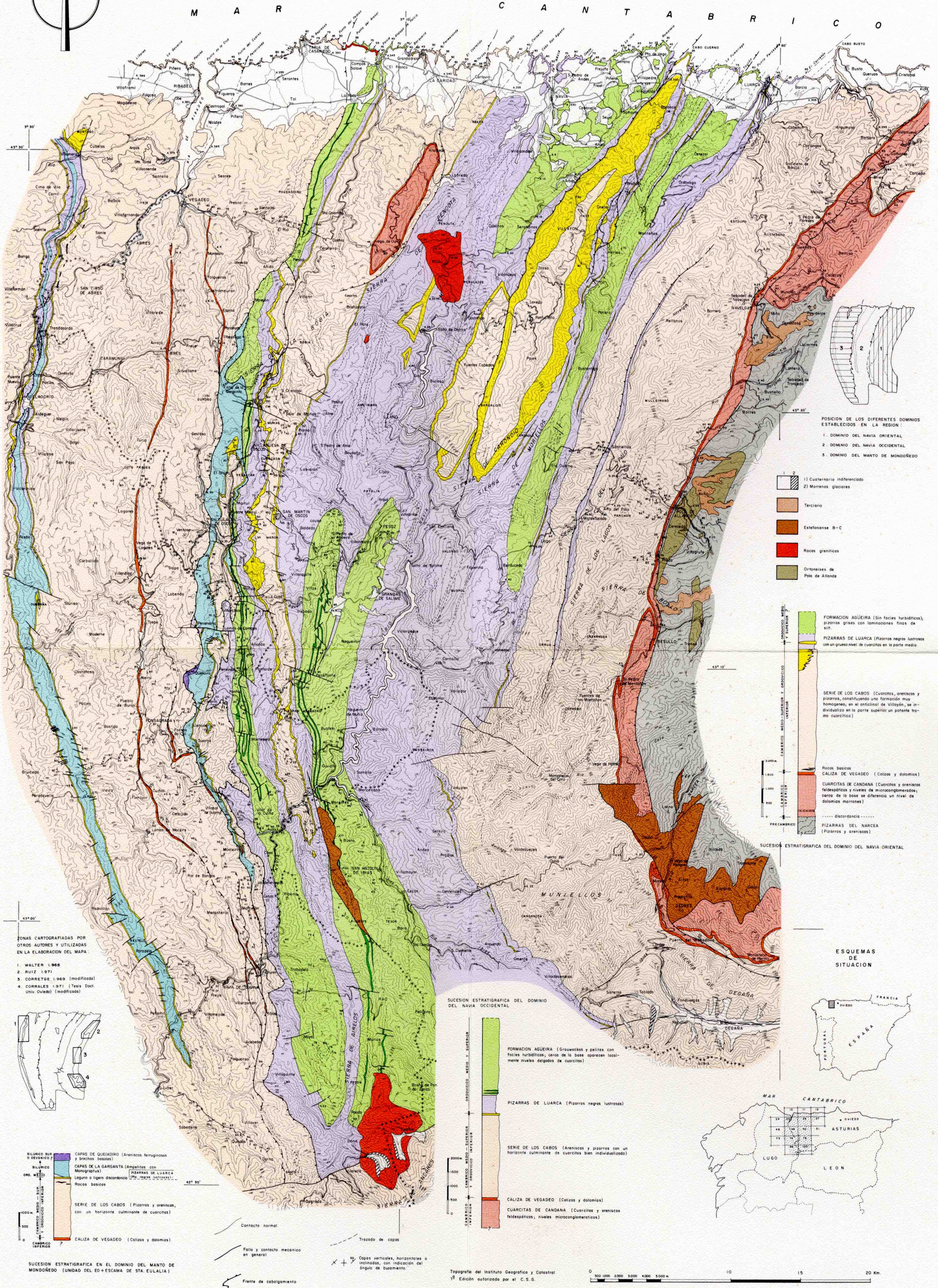
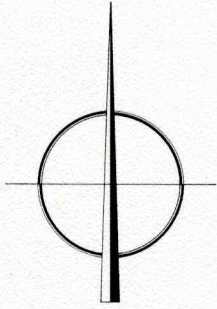
LAMINA LXVIII

Porfiroblastos de quistolita posteriores a la tercera fase. Los microplegues producidos en la esquistosidad primaria por el desarrollo de la esquistosidad S_3 , se encuentran englobados en el interior de los cristales (ver detalle en la fotografía inferior). Pizarras de Luarca cerca de Donís, en la aureola de metamorfismo de contacto del granito de Los Ancres.



MAPA GEOLOGICO DEL OCCIDENTE DE ASTURIAS Y EXTREMO ORIENTAL DE LA PROVINCIA DE LUGO (NW DE ESPAÑA)

Por Alberto Marcos
1.972



POSICION DE LOS DIFERENTES DOMINIOS ESTABLECIDOS EN LA REGION:

1. DOMINIO DEL NAVIA ORIENTAL
2. DOMINIO DEL NAVIA OCCIDENTAL
3. DOMINIO DEL MANTO DE MONDOEDO

1 2

- 1) Cuaternario indiferenciado
- 2) Morenas glaciares
- Terciario
- Estefanense B-C
- Rocas graníticas
- Ortónes de País de Allande

FORMACION AGÜEIRA (Sin facies turbidíticas), pizarras grises con laminaciones finas de silt.

PIZARRAS DE LUARCA (Pizarras negras lustrosas con un grueso nivel de cuarcitas en la parte media)

SERIE DE LOS CABOS (Cuarcitas, areniscas y pizarras, constituyendo una formación muy homogénea; en el anticlinal de Vilagade, se individualiza en la parte superior un potente tomo cuarcítico)

Rocas básicas

CALIZA DE VEGADEO (Calizas y dolomías)

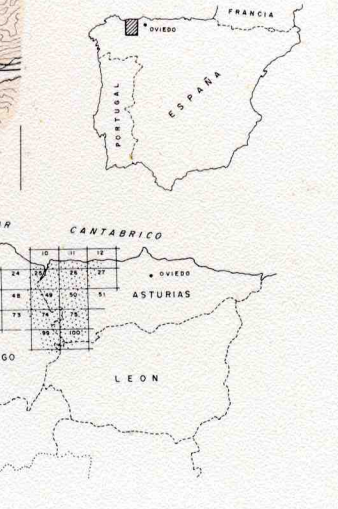
CUARCITAS DE CANDANA (Cuarcitas y areniscas feldespáticas y niveles de microcongomerados; cerca de la base se diferencia un nivel de dolomías marrones)

..... discordancia

PIZARRAS DEL NARCEA (Pizarras y areniscas)

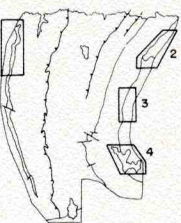
SUCESION ESTRATIGRAFICA DEL DOMINIO DEL NAVIA ORIENTAL

ESQUEMAS DE SITUACION



ZONAS CARTOGRAFIADAS POR OTROS AUTORES Y UTILIZADAS EN LA ELABORACION DEL MAPA:

1. WALTER 1.968
2. RUIZ 1.971
3. CORRETEJE 1.969 (modificada)
4. CORRALES 1.971 (Tesis Doct. Univ. Oviedo) (modificada)



SILURICO SUP. O SUPERIOR

SILURICO

ORL. M. MEDIO

ORL. M. INFERIOR

CAMBRICO MEDIO - SUPERIOR

CAMBRICO MEDIO - INFERIOR

CAMBRICO INFERIOR

CAPAS DE QUEIXIDRO (Areniscas ferruginosas y brechas fosilíferas)

CAPAS DE LA GARGANTA (Areniscas con Monograptus)

PIZARRAS DE LUARCA

Laguna o ligero discordancia

Rocas básicas

SERIE DE LOS CABOS (Pizarras y areniscas, con un horizonte culminante de cuarcitas)

CALIZA DE VEGADEO (Calizas y dolomías)

SUCESION ESTRATIGRAFICA EN EL DOMINIO DEL MANTO DE MONDOEDO (UNIDAD DEL EO+ESCAMA DE STA. EULALIA)

SUCESION ESTRATIGRAFICA DEL DOMINIO DEL NAVIA OCCIDENTAL

ORL. M. MEDIO - SUPERIOR

ORL. M. MEDIO - INFERIOR

CAMBRICO MEDIO - SUPERIOR

CAMBRICO MEDIO - INFERIOR

CAMBRICO INFERIOR

FORMACION AGÜEIRA (Grauwackes y pizarras con facies turbidíticas; cerca de la base aparecen localmente niveles delgados de cuarcitas)

PIZARRAS DE LUARCA (Pizarras negras lustrosas)

SERIE DE LOS CABOS (Areniscas y pizarras con un horizonte culminante de cuarcitas bien individualizadas)

CALIZA DE VEGADEO (Calizas y dolomías)

CUARCITAS DE CANDANA (Cuarcitas y areniscas feldespáticas, niveles microcongomerados)