

APORTACIONES A LA ESTRUCTURA GEOLOGICA EN LOS ALREDEDORES DE MALPICA, EXTREMO SEPTENTRIONAL DE LA FOSA BLASTOMILONITICA, LA CORUÑA.

Por Enric Ortega (*).

INTRODUCCION

La zona costera en los alrededores de Malpica (fig. 1) constituye una excelente Sección transversal de la unidad que fue denominada «Complejo Antiguo» por PARGA PONDAL (1960) y que posteriormente ha sido llamada «Fosa Blastomilonítica» por DEN TEX y FLOOR (1967).

Las características de este segmento de costa, que proporciona un corte prácticamente continuo y en disposición transversal a las estructuras, han aconsejado la realización de un corte estructural detallado en esta zona, que constituye el objeto de este trabajo de la Tesis Doctoral del autor. La presente nota puede considerarse como un avance de los datos estructurales recopilados hasta el momento, con especial referencia a las estructuras menores.

LOS MATERIALES

Desde el punto de vista petrográfico y metamórfico, el dominio de la Fosa Blastomilonítica en su extremo septentrional, se diferencia claramente de su entorno por las siguientes características:

- Presencia de ortogneises blastomiloníticos, con texturas que varían de glandulares a planolineares.
- Ausencia de migmatización y gran escasez de materiales graníticos intrusivos típicamente hercínicos, que son muy frecuentes en ambos flancos de la Fosa Blastomilonítica, ya sea a la escala de diques ya como de plutones.
- Presencia de ortogneises con ferrohastingita, de quimismo peralcalino.
- Existencia de esquistos albíticos, con características petrográficas diferentes a los metasedimentos que rodean a esta unidad.
- Presencia de eclogitas y retroeclogitas constituyendo cuerpos de tamaño variable.
- Existencia de granulitas ácidas, que aparecen como enclaves en los ortogneises blastomiloníticos calcoalcalinos, en zonas donde

(*) Departamento de Geotécnica, Facultad de Ciencias. Universidad de Oviedo.

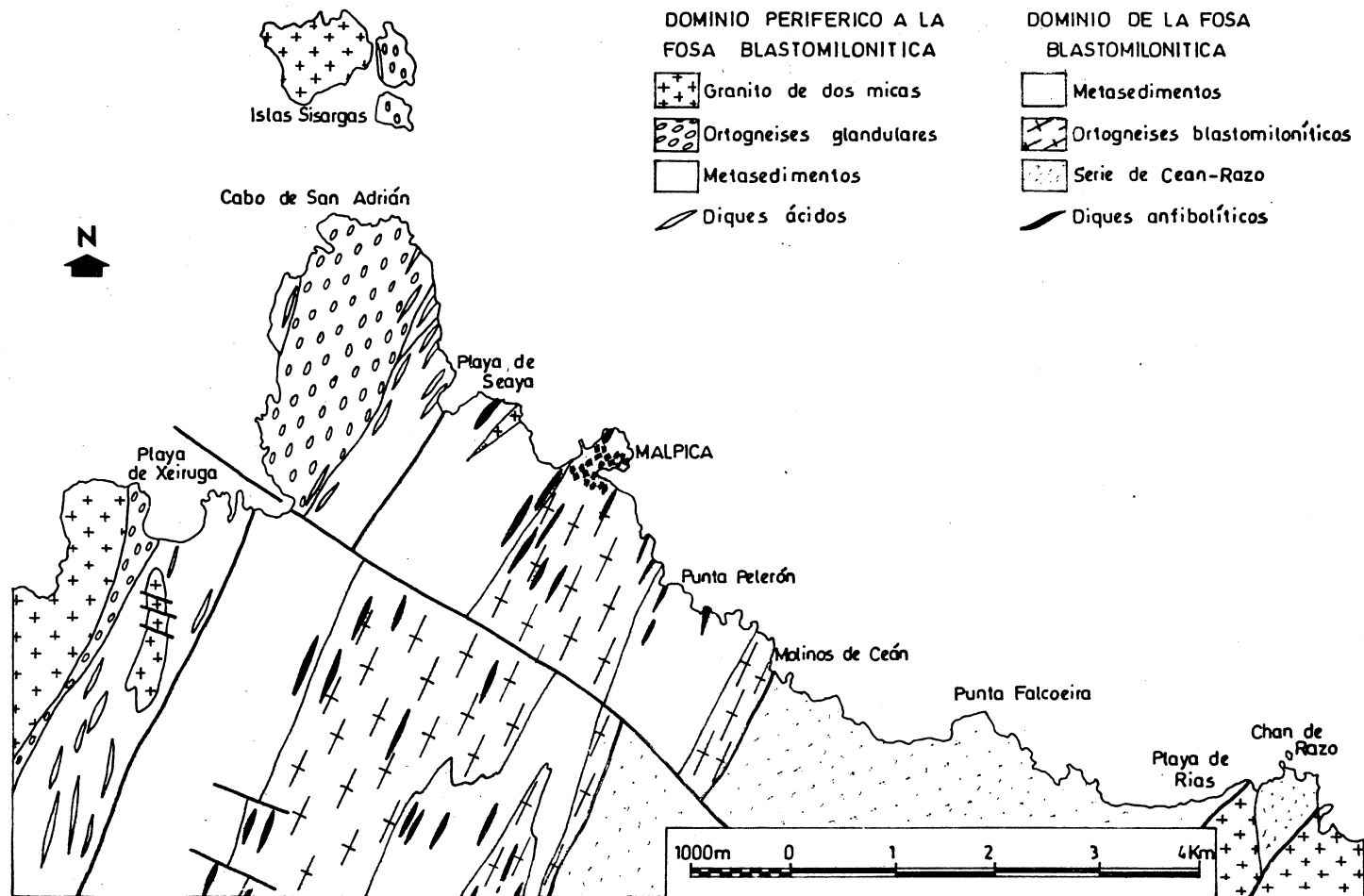


Fig. 1.—Esquema cartográfico del extremo septentrional de la Fosa Blastomilonítica

la milonitización ha sido menos intensa, y caracterizadas por la formación de granate a partir de biotita.

La mayor parte de estas características fueron ya expresadas por PARGA PONDAL (1960, 1966), DEN TEX y FLOOR (1967), FLOOR (1966), COLLEE (1964) y ARPS (1970).

Dentro de la unidad que se acaba de describir, existe un dominio que se diferencia del conjunto de la Fosa Blastomilonítica «sensu stricto» por una serie de características petrográficas, aunque dentro de este dominio sigue estando ausente la migmatización y existen también lentejones de retroeclogitas. Este dominio estaría comprendido aproximadamente entre la punta de Chan de Razo y los Molinos de Ceán (fig. 1). Las principales características que lo diferencian del resto de la Fosa Blastomilonítica son:

- Ausencia de ortogneises blastomiloníticos.
- Existencia de numerosos cuerpos estratiformes de anfibolita.
- Presencia de una serie esencialmente metasedimentaria en la que aparecen intercalados con las anfibolitas: esquistos negros, ampelitas, leptinitas, lilitas, esquistos rojizos y delgados lentejones de calizas (Serie de Ceán-Razo). Algunas de estas características han sido ya apuntadas por ALONSO y GONZALEZ (in litt).

CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES

Basándose en los principios geométricos de la superposición de estructuras, y tanto a la escala de las observaciones realizadas en el campo como a la escala microscópica, se evidencia la existencia de tres fases principales de deformación, todas ellas aproximadamente homoaxiales y cuyas características más importantes se resumirán a continuación.

FASE 1. Las estructuras pertenecientes a esta fase que son accesibles a la observación directa son muy escasas, seguramente como consecuencia de la intensidad de las deformaciones superpuestas posteriormente. Los pliegues originados durante esta fase aparecen ahora como isoclinales, reaplastados, de flancos paralelos y charnelas ligeramente engrosadas (Lám. 1 A). Se trata siempre de estructuras de orden métrico a decimétrico, sin que se hayan encontrado nunca estructuras mayores. Los ejes de estos pliegues se orientan NNE-SSW, inclinándose suavemente hacia el Sur. La posición de los planos axiales es variable en función de las relaciones de superposición con las estructuras posteriores.

Estos pliegues llevan asociada una esquistosidad (S_1) que puede apreciarse bien en los materiales más competentes de los niveles metasedimentarios. La naturaleza de esta esquistosidad es difícil de determinar como consecuencia de la recristalización y deformaciones posteriores. En la mayor parte de los casos, cuando la presencia de pliegues F_1 no se detecta en el afloramiento, la esquistosidad S_1 es paralela al bandeo

litológico. En algunos casos puede apreciarse cortando a las superficies de estratificación, aunque la escasez de datos hace prácticamente imposible la reconstrucción de la estructura de primera fase. En los materiales pelíticos, la esquistosidad S_1 no puede apreciarse casi nunca, ya que generalmente está traspuesta por deformaciones posteriores, detectándose únicamente en las zonas de «contact strain» próximas a los materiales competentes. Se aprecia también a escala microscópica como esquistosidad relictas en porfiroblastos de albita, granate, etc., y definida por la alineación de pequeños fragmentos de micas, granos elongados de cuarzo y materia carbonosa.

Asociado con esta fase de deformación existe también un importante estiramiento que se manifiesta por la presencia de una lineación mineral, dispuesta paralelamente al eje de los pliegues.

FASE 2. Los pliegues formados son casi siempre asimétricos, de amplitud variable, aunque generalmente inferior a la escala métrica. Los ángulos entre flancos oscilan entre 20 y 60° y los planos axiales suelen estar en posición subhorizontal, aunque frecuentemente aparecen verticalizados por deformaciones posteriores. La morfología es muy variable, comprendiendo desde tipos muy próximos a los «chevron» hasta pliegues similares y paralelos (Fig. 2, Lám. 1 B). Los ejes de los pliegues, homoxiales con los de F_1 , se inclinan también suavemente hacia el Sur. Una vergencia E de las estructuras puede deducirse a partir de la asimetría de los pliegues menores. Una característica muy interesante de estos pliegues es su falta de cilindridad, existiendo en algunas localidades charnelas curvas y generalmente contenidas en superficies axiales planas (Fig. 2). Estas estructuras podrían ser semejantes a las descritas por BASTIDA y PULGAR (1978) en el sector costero de Foz-Burela (Lugo) e interpretadas como producidas en una zona de cizalla dúctil.

Asociada con los pliegues de segunda fase aparece una esquistosidad de crenulación que en los materiales pelíticos está prácticamente generalizada. En algunos puntos llega a constituir (asociada a los fenómenos de recristalización metamórfica) una nueva «schistosity» que llega a borrar la esquistosidad preexistente, la cual permanece visible únicamente a escala microscópica en algunos micropliegues aislados, arcos poligonales y como esquistosidad relictas en porfiroblastos. En algunos casos, la ausencia de micropliegues o de otras evidencias de una esquistosidad traspuesta, sugieren que esta «schistosity» se ha formado por reaplastamiento de la S_1 durante la segunda fase, constituyendo las superficies de esquistosidad la suma de ambas. Teniendo en cuenta la geometría de los pliegues de primera y segunda fase, no es extraño que en los flancos de los pliegues F_2 la esquistosidad S_1 se aplaste sin plegarse.

Posiblemente relacionadas con un episodio tardío en la evolución de los pliegues de segunda fase, aparecen bandas de cizalla, que alcanzan como máximo medio metro de anchura y en cuyo interior se desarrolla una foliación milonítica. Los datos de campo sugieren que estas bandas miloníticas están cortando a la «schistosity» S_2 (Lám. 1 C) e incluso a pliegues de F_2 , y aparecen a veces plegadas por F_3 .

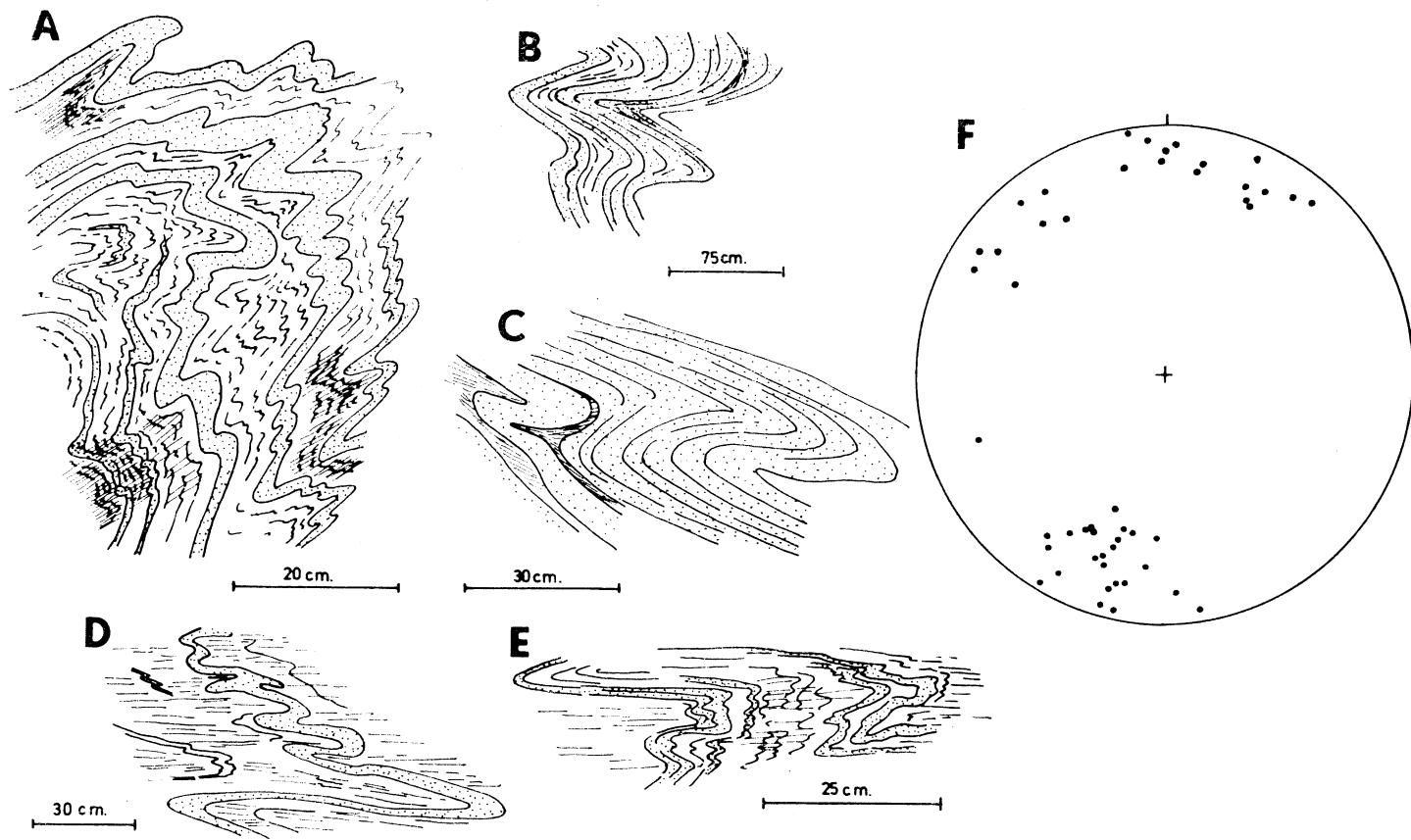


Fig. 2.—Algunos ejemplos de la morfología de los pliegues F_2 . Oeste a la derecha. A) Al Este de Punta Falcoeira. B y C) Molinos de Ceán. D y E) Punta Pelerón. F) Proyección estereográfica de ejes de pliegues de F_2 en el sector de Molinos de Ceán

FASE 3. La tercera fase de deformación da lugar a la formación de pliegues prácticamente homoaxiales con los de fases anteriores, si bien en este caso los ángulos entre flancos son en general mayores, con geometrías próximas a los «chevron» y planos axiales subverticales (Fig. 3). Los pliegues F_3 son los responsables de la verticalización que se observa en las estructuras de F_1 y F_2 .

Las relaciones espaciales entre los elementos geométricos de las diferentes generaciones de pliegues hacen frecuentes los modelos de interferencia del tipo 3 de RAMSAY (1967) (Fig. 4, Lám. 1 D-E), y en algunos casos, cuando los pliegues de segunda fase tienen charnelas curvas, los modelos de interferencia se hacen más complejos, aproximándose al tipo 2 de RAMSAY (Fig. 4).

En relación con los pliegues de F_3 y cuando existe una litología adecuada, aparece una esquistosidad de crenulación de desarrollo local, restringida a las zonas de charnela, que da lugar al microplegamiento de las foliaciones anteriores, con micropliegues que tienden hacia formas con charnelas agudas.

En algunos segmentos del corte, preferentemente hacia el sector más oriental, aparecen superficies pseudoplanares de «pressure-solution», con una distribución bastante irregular y cuya posición espacial coincide aproximadamente con la de los planos axiales de los pliegues F_3 . De momento, sin embargo, no se ha podido evidenciar una relación clara entre ambas estructuras.

DEFORMACIONES TARDIAS. Con posterioridad a las estructuras descritas anteriormente, aparece una serie de crenulaciones subhorizontales de distribución muy irregular y desarrolladas únicamente en los materiales más pelíticos, donde las foliaciones anteriores están bien desarrolladas y representan una buena anisotropía. Además de este control litológico, existe un importante control estructural, ya que las estructuras se desarrollan en las zonas verticalizadas por la F_3 donde la anisotropía presenta una orientación favorable. A la escala microscópica la crenulación aparece constituida por micropliegues muy angulosos, con ángulos entre flancos próximos a los 120° , estando los minerales micáceos fracturados siguiendo las charnelas a lo largo de los planos axiales.

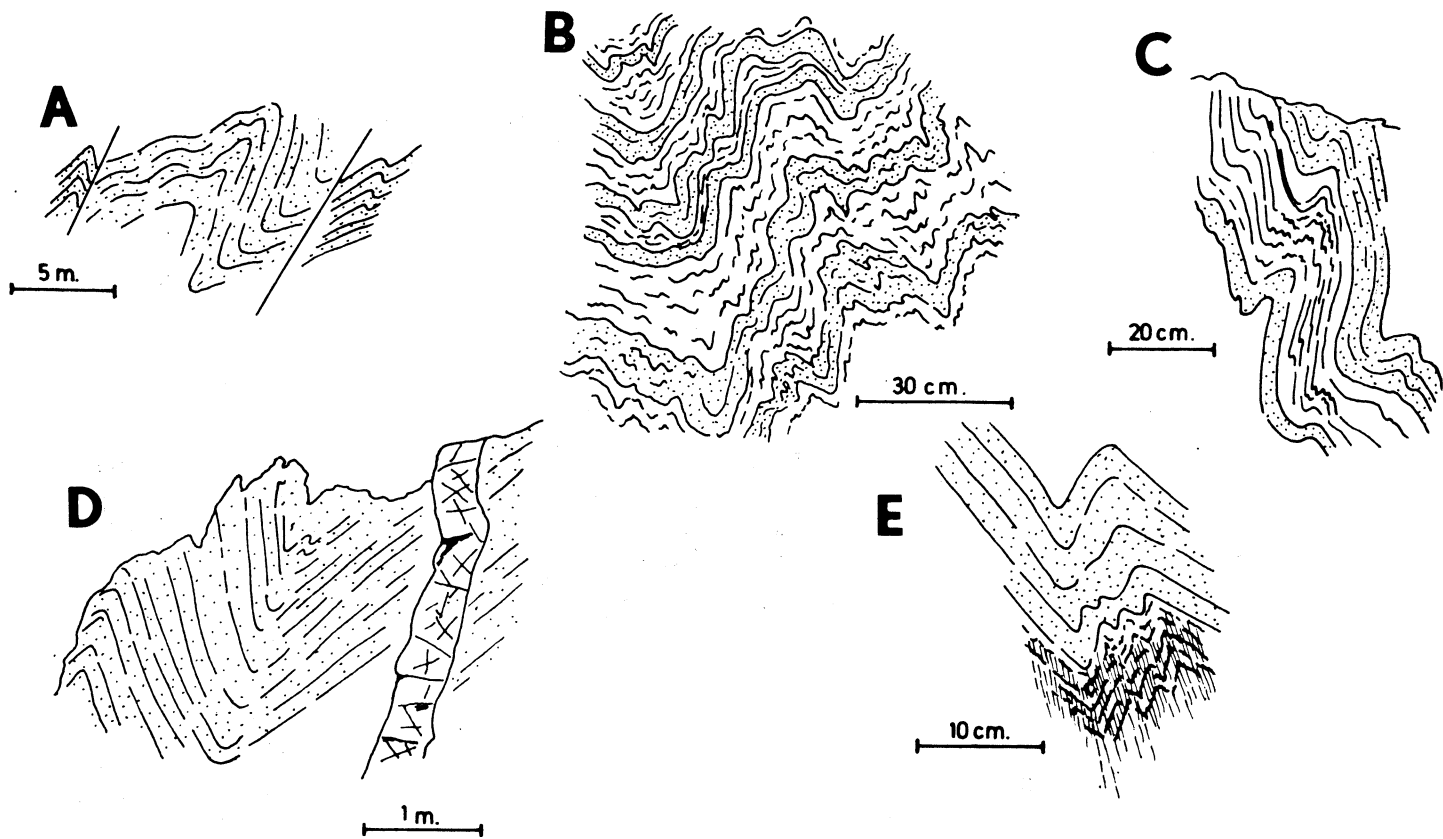


Fig. 3.—Aspectos de la morfología de los pliegues F₃. A) Al Oeste de Molinos de Ceán. B y E) Al Oeste de la playa de Malpica. C) Playa de Malpica. D) Al Oeste de Punta Falcoeira. Oeste a la derecha

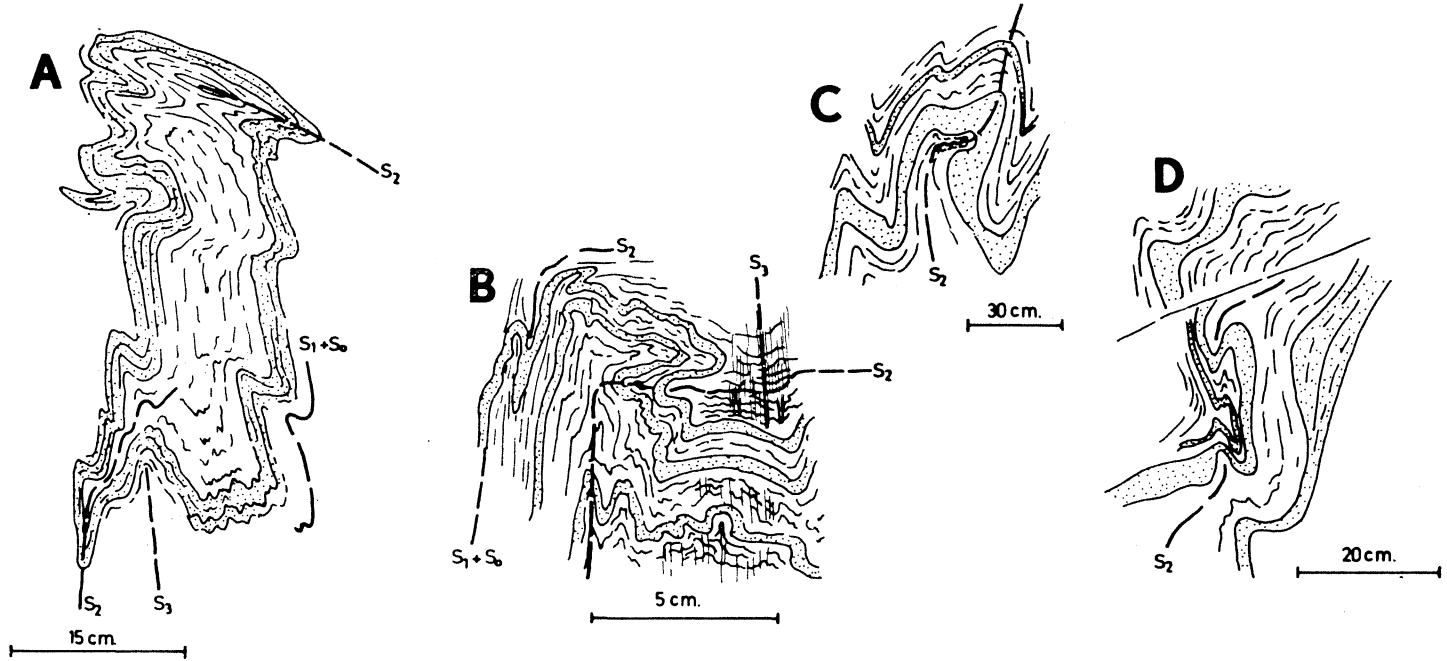


Fig. 4.—Modelos de interferencia entre pliegues de F_2 y F_3 . B y C) modelos de interferencia de tipo 3; A y D) Modelos complejos próximos al tipo 2. A y B) Al Este de Molinos de Ceán. C) Playa de Malpica. D) Punta Falcoeira. Oeste a la derecha

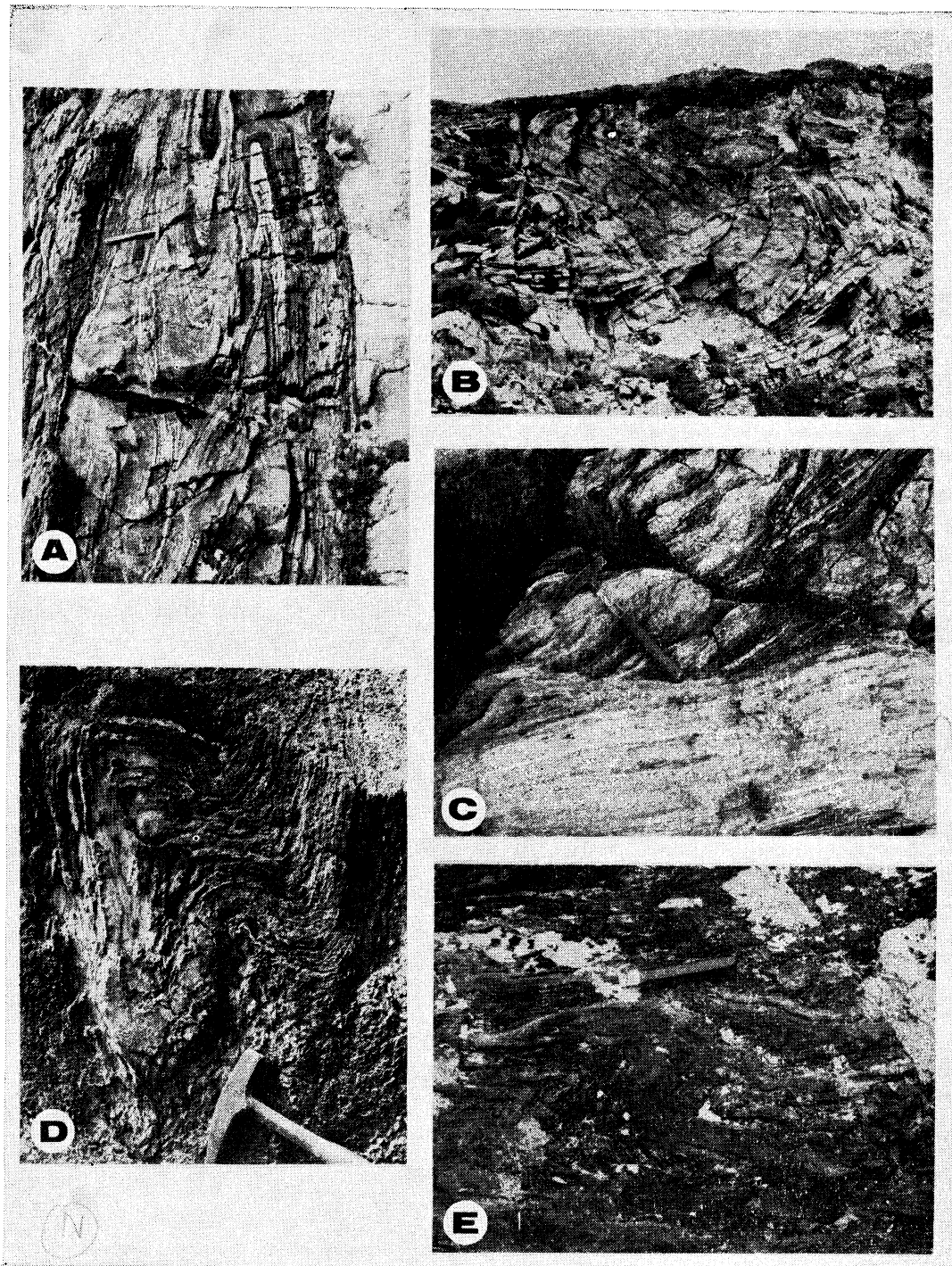


Lámina 1-A.—Pliegues F_1 en la playa de Seaya. B) Pliegues F_2 en Molinos de Ceán. C) Zona de cizalla desarrollando foliación milonítica que corta a la «schistosity» S_2 ; playa de Seaya. D) Modelo de interferencia de tipo 3 entre pliegues F_2 y F_3 en Punta Pelerón. E) Modelo de interferencia de tipo 3 entre pliegues F_2 y F_3 en la playa de Malpica. Oeste a la derecha en todos los casos

BIBLIOGRAFIA

- ALONSO, J. L. y GONZALEZ, J. C. (in litt). «Mapa geológico de España E. 1:50.000, Hoja n.º 44 (Carballo)». *Inst. Geol. Min. España*, Madrid.
- ARPS, C. E. S. (1970). «Petrology of a part of western galician basement between the Rio Jallas and the ria de Arosa (NW Spain), with emphasis on zircon investigations». *Leidse Geol. Meded.*, 46, 57-155.
- BASTIDA, F. y PULGAR, J. A. (1978). «La estructura del manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (Costa Cantábrica, NW de España)». *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 10, 75-124.
- COLLEEE, A. L. G. (1964). «The geology of the coastal section from Cabo San Adrián to Playa de Baldayo». *Leidse Geol. Meded.*, 30, 121-130.
- DEN TEX, E. y FLOOR, P. (1967). «A blastomylonitic and polymetamorphic «graben» in western Galicia (NW Spain). *Etages tectoniques*, 169-178, Neuchatel.
- FLOOR, P. (1966). «Petrology of an aegirine - riebeckite gneiss-bearing part of the Hesperian massif: the Galiñeiro and surrounding areas, Vigo, Spain». *Leidse Geol. Meded.*, 36, 1-204.
- PARGA PONDAL, I. (1960). «Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia. *Trabajos del Lab. Geol. de Lage* (La Coruña), n.º 9, 26 págs.
- PARGA PONDAL, I. (1966). «Datos geológico-petrográficos de la provincia de La Coruña. Estudio Agro-biológico de la provincia de La Coruña». *Inst. de Invest. Geol. Edaf. y Agrobiológicas de Galicia (C. S. I. C.)*.
- RAMSAY, J. G. (1967). «*Folding and fracturing of rocks*». McGraw-Hill.