

B R E V I O R A

GEOLOGICA ASTURICA

AÑO XVII (1973)

OVIEDO

Núm. 4

INSTITUTO DE GEOLOGIA APLICADA DE LA FACULTAD DE CIENCIAS, UNIVERSIDAD,
CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES CIENTIFICAS

M.^a L. Arboleya (*).—LA ESTRUCTURA HERCINIANA A LO LARGO DEL CORTE DE LA COSTA ENTRE EL CABO VIDRIAS Y BALLOTA (ASTURIAS, NW DE ESPAÑA).

El presente trabajo tiene por objeto el estudio estructural del sector de la costa cantábrica comprendido entre el Cabo Vidrias y Ballota (Asturias). En esta zona (Fig. 1) afloran materiales pertenecientes al Precámbrico y Paleozóico inferior y constituye la parte más oriental de la zona Asturoccidental-leonesa de LOTZE (1945). Al Precámbrico pertenecen las Pizarras del Narcea dentro de las cuales se destaca la presencia de un nivel de aspecto porfiroide con cuarzos azules y feldespatos, que aflora en el puerto de Cudillero. La sucesión paleozóica consta de dos episodios detríticos constituidos por areniscas y cuarcitas con intercalaciones pizarrosas; son las Areniscas de la Herrería (Cámbrico inferior) y la «Serie de los Cabos» (Cámbrico medio-Ordovícico inferior) separados por un nivel carbonatado, la caliza de Vegadeo (Cámbrico inferior).

Estos materiales sufrieron una deformación en dos fases principales durante la orogénesis herciniana y un metamorfismo regional débil que no sobrepasa la isograda de la biotita.

La estructura general de la zona consta, tal como puede verse en la fig. 1, de una serie de anticlinales y sinclinales, algunos de ellos de grandes dimensiones, limitados por dos cabalgamientos.

Tanto mesoscópica como microscópicamente se ha observado la existencia de diversas estructuras cuyas relaciones heterocronas ponen de manifiesto la existencia de dos fases principales de deformación.

La primera fase de deformación.—Se manifiesta por la existencia de una esquistosidad de flujo que se encuentra relacionada con pliegues micro y me-

(*) Departamento de Geotectónica. Universidad de Oviedo.

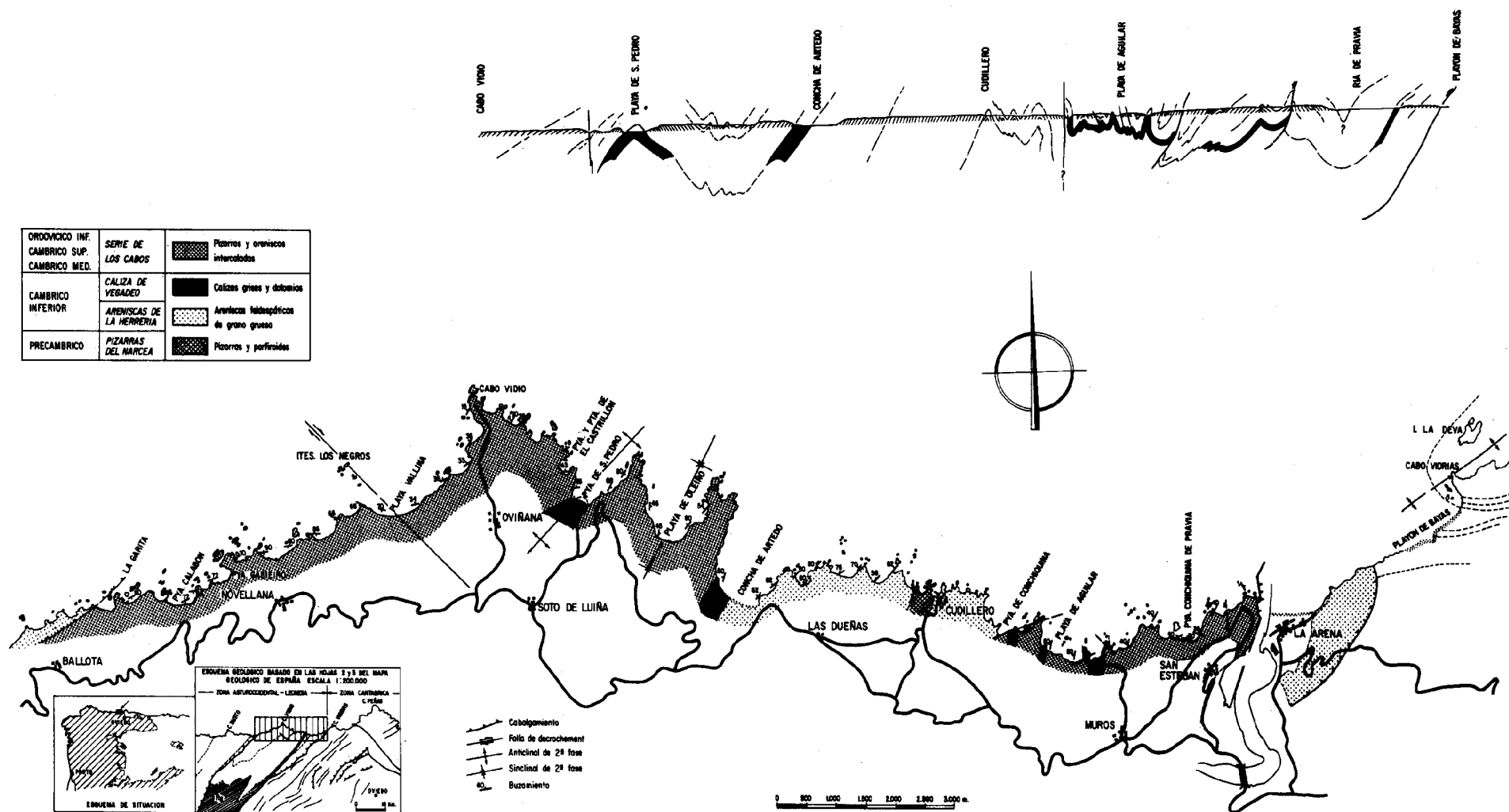


Fig. 1.—Mapa y corte geológico del sector estudiado.

soscópicos. En relación con esta fase de deformación se han desarrollado también otras estructuras menores tales como «boudins» y «mullions».

La esquistosidad de flujo (Fig. 2) en los materiales pelíticos está definida por la orientación de clorita y moscovita que cristalizan durante la primera fase, mientras que en las areniscas y cuarcitas se manifiesta por la orientación de los granos de cuarzo. Sobre los planos de esquistosidad se desarrolla una lineación mineral que se dispone perpendicularmente al eje B de los pliegues. La lineación de intersección de S_1 con S_0 se dispone próxima a la horizontal, en los materiales del Paleozóico, mientras que en los del Precámbrico posee una orientación variable.

Los pliegues originados durante esta fase son similares, de simetría rómbica o monoclinica (Fig. 3). En algunos casos son pliegues asimétricos y en otros se trata de pliegues isoclinales adoptando una disposición intrafoliar, de tal forma que las capas situadas inmediatamente por encima y debajo de la capa plegada no se encuentran afectadas por el plegamiento.

Boudinage.—Las estructuras originadas por este proceso se encuentran ampliamente representadas en el sector estudiado, alcanzando diversos grados de evolución dependiendo del tipo de rocas sobre las que se desarrollan.

Cuando el contraste de ductilidad entre las capas es grande se originan «boudins» rectangulares con esquinas redondeadas y cuellos cortos; las capas incompetentes se adaptan ligeramente a la forma de los «boudins» sin llegar a ocupar los cuellos de los mismos. Según RAMBERG (1955) esta geometría indica que las capas que sufren deformación deben haber sido poco dúctiles con respecto a las capas adyacentes, como lo demuestra la ausencia de flujo de los materiales incompetentes hacia los cuellos de los «boudins» y puesto que no existe deformación en las esquinas de los mismos.

Cuando el contraste de ductilidad entre las capas es menor se originan «boudins» lenticulares con cuellos generalmente largos; las capas incompetentes se adaptan



Fig. 2.—Esquistosidad de flujo. Punta del Trenzal.

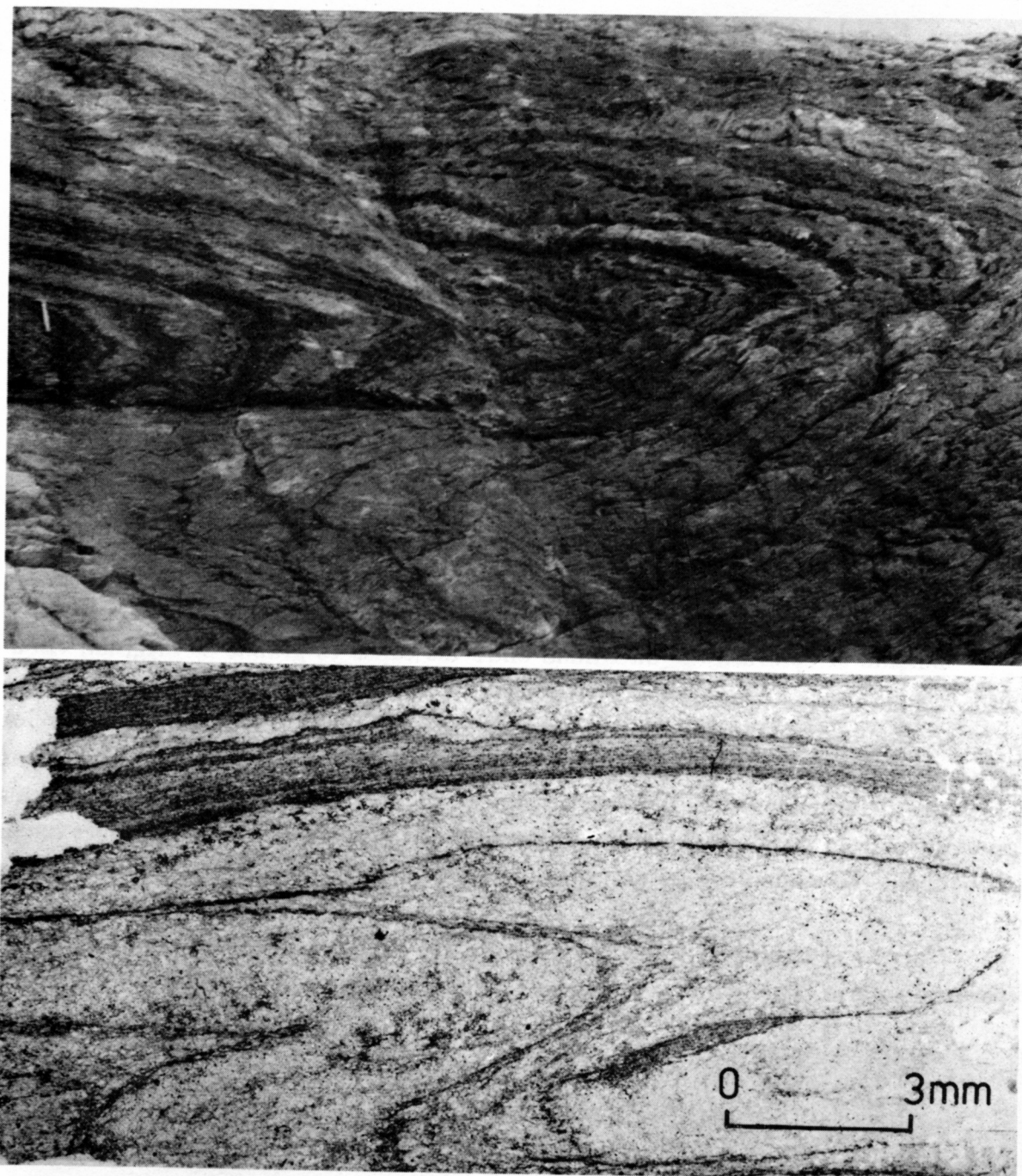


Fig. 3.—Pliegues originados durante la primera fase de deformación.

a la forma de los «boudins» y fluyen hacia los cuellos. En algunos casos los «boudins» aparecen rotados; este hecho ha sido considerado como un indicador de la existencia de una cizalla a lo largo de las capas que rodean la capa deformada, sin embargo, RAMSAY (1967) demostró experimentalmente que se originan como consecuencia de que el eje principal del elipsoide de deformación interna final no es paralelo a la capa que ha sufrido boudinage.

En las zonas en que el contraste de ductilidad entre la capa que sufre la deformación y las que la rodean es muy pequeño no llegan a individualizarse «boudins» y se originan las estructuras denominadas «pinch-and-swell». Para RAMBERG (1955) estas estructuras son la consecuencia de un estrechamiento plástico que aparece rít-

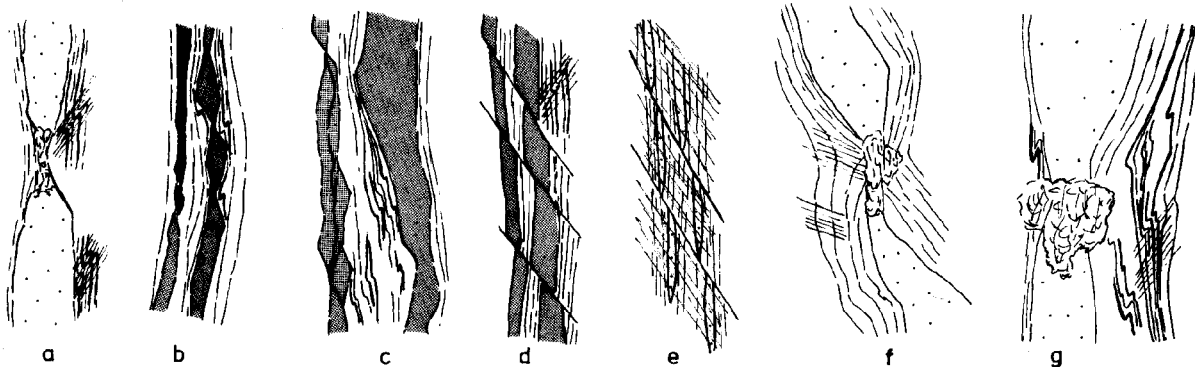


Fig. 4.—Representación esquemática de las distintas estructuras que aparecen relacionadas con los «boudins».

micamente sobre la capa deformada y que representa la respuesta de la capa a una tensión que actúa sobre ella paralelamente a los planos de estratificación.

Además de los tipos de «boudins» anteriormente citados se han localizado en este sector unas estructuras de sección rómbica («lozenge-shaped») las cuales han sido consideradas como verdaderos «boudins» por CLOOS (1947), RAST (1956) y KALSBECK (1962, *in* WHITTEN, 1966). Según RAST estas estructuras se originan como consecuencia de la fracturación de las capas competentes, lo cual da lugar a la formación de prismas rectangulares de roca que giran después, utilizando las fracturas como superficies de deslizamiento, hasta situar su diagonal mayor paralela al plano de estratificación. En los cuellos de estos «boudins» no es frecuente la existencia de cuarzo de segregación si bien aparece en algunos casos. Los «boudins» originados por este proceso raramente sobrepasan los 10 cm. de anchura y las capas incompetentes se adaptan a la forma de los mismos. La lineación producida por estos «boudins» viene señalada por la orientación de su línea de cuello que se inclina hacia el SW con un ángulo de 45° como máximo.

Acompañando a los «boudins» aparecen, en algunos casos, otras estructuras que generalmente se sitúan en los cuellos de los mismos. En la fig. 4 se han representado esquemáticamente estas estructuras las cuales se describen a continuación:

1) Fracturas próximas a la vertical que cortan las capas competentes en la zona estrechada, como consecuencia de la distensión (Fig. 4, a y b) o bien dan lugar a la formación de «boudins» en forma de rombos (Fig. 4, c, d y e). Se ha observado la existencia de una esquistosidad paralela a estas fracturas (Fig. 4 e).

2) Esquistosidad oblicua a los límites de los «boudins» (Fig. 4, a y d) cuyo aspecto es el de una crenulación.

3) Pequeños pliegues acompañados por la esquistosidad de crenulación antes citada (Fig. 4, a, d y g). Se trata de pliegues que generalmente se desarrollan en los cuellos de los «boudins». Estructuras de este tipo han sido citadas por WHITTEN (1966) y JONES (1959) e interpretadas como pliegues menores en los flancos de los «scar folds» (*). Sin embargo, en la región estudiada, se ha observado que en algunos casos estos pliegues deforman a los «boudins», lo cual hace pensar en un acortamiento de las capas después de su extensión en el transcurso de una deformación progresiva durante la primera fase.

La existencia de fracturas que cortan a las capas debe interpretarse como evidencia de que éstas han sufrido una distensión. Experimentalmente RAMSAY (1967) ha demostrado la aparición de fracturas conjugadas en los cuellos de los «boudins». Así pues, las fracturas observadas serían equiparables a uno de los conjuntos obtenidos

(*) El término «scar fold» se utiliza en el sentido dado por WHITTEN (1966, p. 300 y figs. 250 c y 257).

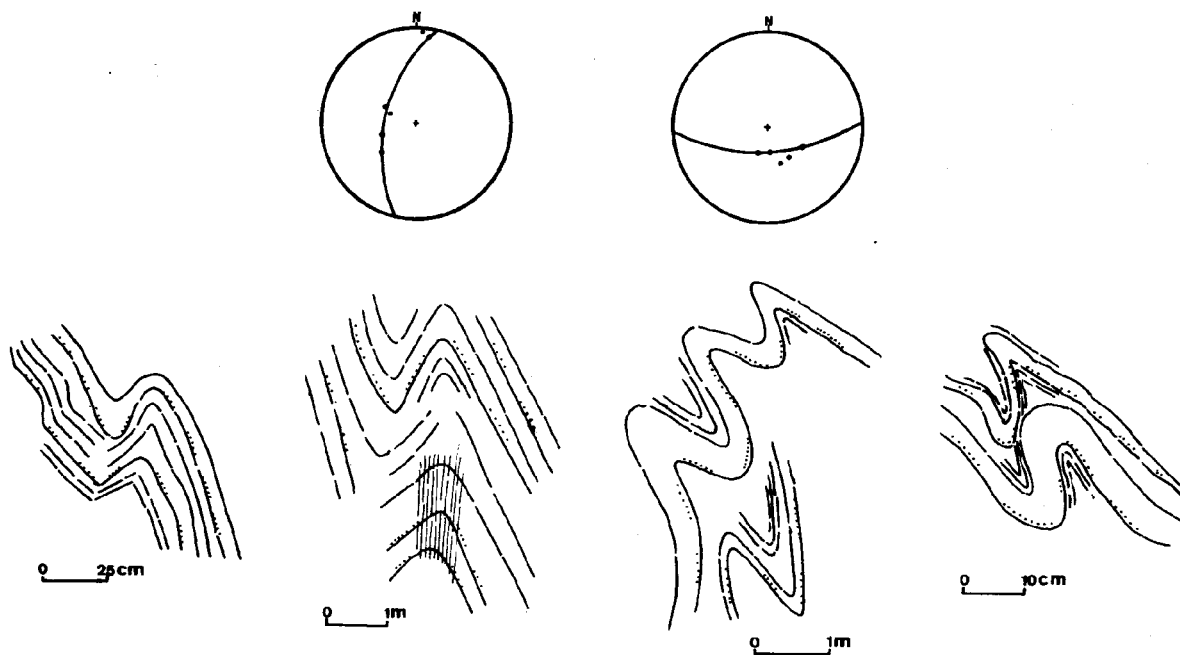


Fig. 5.—Representación esquemática de los pliegues menores de la segunda fase y proyecciones en las que se observa el grado de cilindridad de los mismos.

experimentalmente por RAMSAY; del mismo modo cabe explicar la esquistosidad paralela a estas fracturas que aparece en la fig. 4, e y f. No puede explicarse de la misma forma la esquistosidad de crenulación oblicua a los límites de los «boudins» puesto que indica un movimiento contrario al que debería tener para ser conjugada de las anteriores.

La segunda fase de deformación y estructuras tardías.—La segunda fase de deformación se encuentra bastante desarrollada en el sector estudiado dando origen a estructuras de diverso orden de dimensiones. Los pliegues mayores originados durante esta fase son de superficie axial vertical y flancos rectos; pertenecen a esta fase el anticlinal de la playa de San Pedro y el sinclinal de la playa de Oleiro, ambos visibles en la figura 1.

Los pliegues menores, cuyo tamaño varía de la escala microscópica a la del afloramiento, son similares, cilindroidales (Fig 5) de simetría rómbica o monoclinica con línea de charnela recta y flancos planares. Aunque en algunos casos son subverticales, por lo general, las superficies axiales de estos pliegues vergen hacia el W.

En relación con esta fase existe una esquistosidad de fractura que se dispone paralelamente a las superficies axiales de los pliegues o en abanico. Microscópicamente esta esquistosidad viene definida por una serie de microfracturas que cortan la estratificación y la esquistosidad de flujo con ángulos variables. Frecuentemente se observa que algunos cristales de clorita y moscovita originados durante la primera fase aparecen girados y orientados sobre los planos de S_2 . La lineación de intersección de S_2 con S_0 se dispone paralelamente a los ejes de los pliegues de segunda fase.

Además de las estructuras ya citadas en relación con las dos fases más importantes de la orogénesis herciniana, existen otras estructuras tardías de menor interés que no han sido estudiadas en el presente trabajo.

Debe mencionarse aparte la existencia de una gran fractura en la playa de Va-

llina (W del Cabo Vidio) que produce un fuerte cambio en la dirección de las estructuras. Esta fractura ha sido localizada en la plataforma continental por G. BOILLOT et al. (1971); su dirección, según los citados autores es WNW-ESE, presentando una ligera curvatura cuya concavidad se sitúa hacia el NE y su desplazamiento, observado sobre el Terciario de la plataforma, hace pensar que se trata de un décrochement dextrogiro.

Relación entre las estructuras mayores y menores.—No se han observado estructuras mayores en relación con la primera fase de deformación, así, pues, todo el sector estudiado debe corresponder a un solo flanco de una gran estructura de primera fase. La esquistosidad de flujo se dispone paralelamente a las superficies axiales de los pliegues menores y es deformada en la zona de cuello de los «boudins»; va acompañada de una lineación mineral que se dispone perpendicularmente a los ejes de los «boudins» y al eje B de los pliegues menores.

En relación con la segunda fase existen pliegues de superficie axial vertical que van acompañados por la esquistosidad de fractura; con respecto a los pliegues menores esta esquistosidad se dispone paralelamente a las superficies axiales o en abanico. La esquistosidad de fractura deforma a la de flujo y forma con ella ángulos variables. Los pliegues menores de segunda fase si bien en algunos casos tienen su superficie axial vertical, generalmente presentan una ligera vergencia hacia el W.

BOILLOT, G.; DUPEUBLE, P.-A.; LAMBOY, M.; D'OZOUVILLE, L. y SIBUET, J.-C. (1971).—Structure et histoire géologique de la marge continentale au nord de l'Espagne (entre 4.º et 9.º W). In: Histoire Structurale du Golfe de Gascogne, t. 2, pp. v. 6-1-v. 6-52. Pub. Inst. Français Petrol., Paris.

CLOOS, E. (1947).—Boudinage. *Trans. Am. Geophys. Un.*, vol 28, pp. 626-632.

JONES, A. G. (1959).—Vernon map-area British Columbia. *Mem. Geol. Surv. Brch. Can.*, 296, pp. 1-186.

LOTZE, (1945).—Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, Heft. 6, pp. 78-92, Berlin.

RAMBERG, H. (1955).—Natural and experimental boudinage and pinch-and-swell structures. *Jour. Geol.*, vol. 63, n.º 6, pp. 512-526.

RAMSAY, J. G. (1967).—Folding and fracturing of rocks. Mc. Graw. Hill Co., 1 vol., 568 pp., New York.

RAST, N. (1956).—The origin and significance of boudinage. *Geol. Mag.*, vol. 93, pp. 401-408.

WHITTEN, E. H. T. (1966).—Structural Geology of folded rocks. Rand Mc. Nally Co., 663 pp., Chicago.

J. A. Pulgar (*).—LA ZONA DE ESCAMAS DE SAN MARTIN-VENTANILLA Y SU POSIBLE RELACION CON EL DOMO DE VALSURVIO.

La zona de San Martín-Ventanilla representa el extremo más oriental de la Región de Pliegues y Mantos (JULIVERT, 1971) y está comprendida entre la Región del Pisuerga-Carrión y el domo de Valsurvio (KOOPMANS, 1962) cuyas características guardan estrecha relación con la región estudiada (fig. 1).

Dejando aparte los trabajos más antiguos (CASIANO DE PRADO, 1861; ORIOL, 1894), los trabajos más recientes han sido realizados por diversos autores de la Escuela de Leiden (DE SITTER 1957, 1962, 1966; KANIS 1956; KOOPMANS 1962). No obstante

(*) Departamento de Geotectónica. Universidad de Oviedo.