

LA ESTRUCTURA DE LA PROLONGACION N DE LAS UNIDADES DE TAMEZA Y LA SOBIA (ASTURIAS, CORDILLERA CANTABRICA)

L. R. RODRIGUEZ FERNANDEZ

TRABAJOS DE
GEOLOGIA



Rodríguez Fernández, L. R. (1978).—La estructura de la prolongación N de las unidades de Tameza y La Sobia. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 10, 000-000.

Se estudia la estructura de un sector de la parte N de la región de Pliegues y Mantos (JULIVERT 1971). Representa el tránsito entre la rama S de esta región, con una tectónica de mantos bien desarrollada, y el área N (región del Cabo Peñas) donde las estructuras predominantes son los pliegues. Se describe el estilo de las estructuras asociadas a cada una de las tres fases de deformación que afectan al área y los modelos de interferencia que determinan. Finalmente se estudian las relaciones entre las fracturas tardihercynicas y alpinicas.

The structure of an area in the Northern part of the «Folds and Naps» region (JULIVERT 1971) is studied. It represents the passage between the Southern branch of this region, with a well developed napps structure, and the Northern one (Cabo Peñas area) where folds are the main structures. The style of the three major folding phases in the area, and their interference patterns are described. Finally this work deals with late-hercynian and alpine fault systems and their relationships.

L. R. Rodríguez Fernández, *Departamento de Geotectónica, Universidad de Oviedo. Dirección actual: División de geología del I.G.M.E., Ríos Rosas, 23, Madrid, 3. Manuscrito recibido el 15 de junio de 1978.*

Desde JULIVERT (1971) se tiene conocimiento de la existencia de diversas fases de deformación en la Zona Cantábrica. En esencia, se observan una serie de escamas y mantos de despegue longitudinales al arco y vergentes hacia su parte cóncava y dos sistemas de pliegues, uno igualmente longitudinal que en algunos casos deforma los mantos y otro radial que deforma todas las estructuras anteriores. Este esquema, no obstante, varía al desplazarse del SE al NW de la Región de Pliegues y Mantos de forma que a partir de la terminación N de las unidades cabalgantes de la Sobia, Tameza y Belmonte los despegues generalizados en la base de la formación Láncara desaparecen, como lo revela el hecho de la inexistencia de afloramientos de esta formación.

La aparición de un trabajo reciente (JULIVERT 1976) sobre la estructura del Cabo Peñas aconsejaba una correlación entre este área y la parte S de la Región de Pliegues y Mantos a través de su zona de enlace.

La sucesión estratigráfica del Paleozoico es la usual en la vertiente asturiana de la Cordillera Cantábrica, empleándose la nomenclatura litoestratigráfica establecida por BARROIS (1882) en el Cabo Peñas, que con las modificaciones

posteriores ha llegado a nuestros días. Los materiales posthercánicos se distribuyen en el reborde NE o en manchones muy localizados.

LAS ESTRUCTURAS HERCINIANAS

Estructuras longitudinales de primera fase.—La estructura general de la zona varía de E a W (Fig. 1). En el área oriental (Sierra del Pedroso) se advierte que los cabalgamientos adquieren cierta importancia, especialmente el cabalgamiento de Peñaflor. Esta estructura a pesar de su continuidad lateral (llega a la costa en el Cabo Torres) no representa un acortamiento tangencial notorio ya que el salto estratigráfico es pequeño y la superficie de despegue es ligeramente oblicua a la estratificación. En esencia corresponde a una estructura anticlinal compleja fallada (Fig. 2) representando la evolución hacia el N de la escama de Tameza.

Hacia el E la geometría general es de pliegues, vergentes al E, con flancos inversos normalmente cabalgantes y de trazas axiales paralelas o formando un ángulo muy bajo con los frentes cartográficos de los cabalgamientos.

Existe una estructura (cabalgamiento de Ferroñes) que aparentemente representa un acortamiento importante apartándose del modelo descrito. Este hecho es explicable dado que en este área la estructura cabalgante está cortada oblicuamente por una importante falla inversa posthercánica (falla de Bonielles) que acentúa el salto notablemente (Figs. 2 c, d, e).

Estructuras longitudinales de segunda fase.—El mejor ejemplo de una estructura de esta fase lo constituye el anticlinal de Cerro Prieto (Fig. 2 a). Esta estructura de geometría notablemente laxa, permite sospechar que el anticlinorio de la Sierra del Pedroso y su relativa complejidad es el resultado de la superposición de dos fases de deformación longitudinales. La homoaxialidad de los pliegues de ambas fases y sus escasamente marcadas vergencias impiden la génesis de modelos claros de interferencia del «tipo 3» de RAMSAY (1967), pero las diferencias morfológicas entre la estructura del Cerro Prieto y las evidenciadas en las demás zonas, así como la progresiva variación en la inclinación de los planos axiales y superficies de cabalgamiento de W a E permiten sostener razonablemente esta hipótesis; es más, el hecho de que una misma superficie (cabalgamiento de Peñaflor) presente marcadas diferencias de buzamiento de S a N permite incluso, evidenciar una cierta oblicuidad entre las estructuras de una y otra fase.

Estructuras radiales y «cross-folding».—Son estructuras perfectamente visibles a la escala cartográfica en el área SE (Sierra del Naranco). Son pliegues cilíndricos de gran radio de curvatura y planos axiales subverticales. Los ejes tienen dirección N formando un ángulo aproximado de 50° con las estructuras longitudinales lo que determina la aparición de modelos de interferencia de diversos tipos. En efecto, como se puede observar en el mapa (Fig. 1), los materiales carboníferos del sinclinal del Naranco dibujan una cubeta que, aunque la cobertera post-hercánica no permite su observación completa,

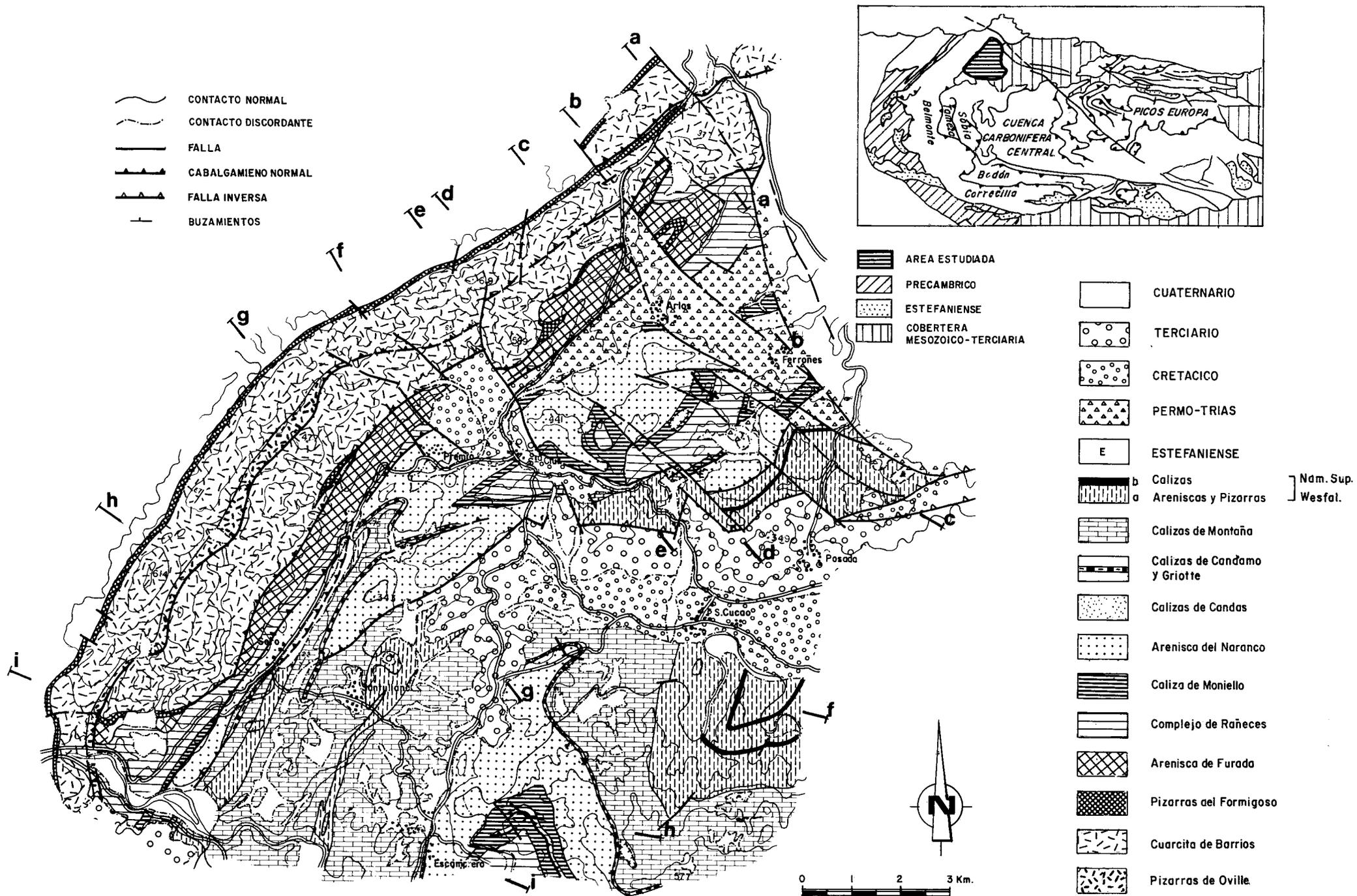


Fig. 1.-Mapa geológico de la región comprendida entre las Sierras del Pedroso y del Naranco (prolongación N de las Unidades de Tameza y La Sobia).

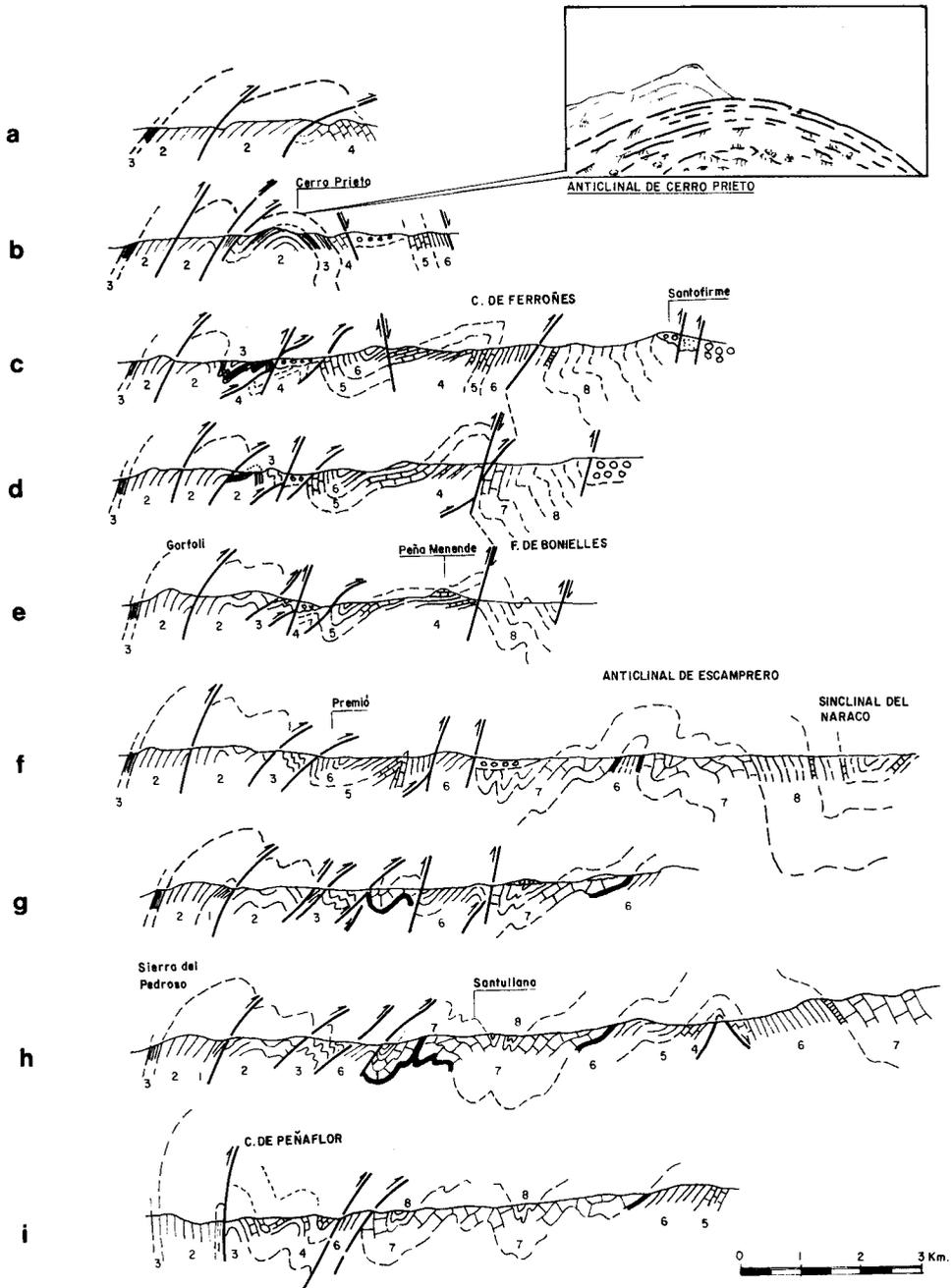


Fig. 2.-Cortes Geológicos. 1) F. Oville. 2) Cuarcita Ordovícica. 3) Formaciones Formigoso y Furada. 4) Complejo Rañeces. 5) F. Moniello. 6) F. Naranco. 7) Calizas de Montaña. 8) Nam. Sup. Westfaliense. En trazo negro, Griotte Carbonífera.

parece corresponder a una forma típica de «egg carton structures» del «tipo 1» de interferencia de RAMSAY (1967). El anticlinal de Escamprero presenta una serie de cabeceos y cambios de dirección en su eje que determinan la aparición de formas mixtas del «tipo 1» (domos) y del «tipo 2» («worm») del autor antes citado. Efectivamente, el núcleo devónico al E de Escamprero, y la terminación periclinal que dibujan las areniscas del Naranco más al N recuerdan formas de «worm» imperfectas. Al E de St. Cruz de Llanera se dibuja un domo y más al N, en la sierra del Pedroso, aparece un nuevo domo en las cuarcitas ordovícicas aunque la figura dibujada por la banda de Formigoso hacia el NE recuerda una forma de tipo «mushroom».

Estos hechos permiten concluir que los modelos de interferencia en condiciones flexurales no se presentan puros, fenómenos estudiado por JULIVERT y MARCOS (1973) a escala de toda la Zona Cantábrica.

Pliegues menores longitudinales y esquistosidad asociada.—Es difícil distinguir morfológicamente los pliegues correspondientes a las dos fases longitudinales aunque la fase 2 dada su geometría de pliegues laxos de gran radio de curvatura debe desarrollar difícilmente estructuras menores.

Existen pliegues de simetría ortorrómbica aunque hay casos que son asimétricos, generalmente cilíndricos, de eje horizontal o ligeramente buzante al SW y vergentes al E-SE. El estilo es variable en función de la naturaleza de los materiales. En niveles competentes, como calizas tableadas, la geometría de los pliegues es marcadamente concéntrica con formas próximas a los pliegues «chevron» (Fig. 3 a, b), es decir formas propias de un mecanismo flexural. En alternancias de niveles competentes e incompetentes (p. e., areniscas y pizarras) los niveles más plásticos desarrollan un claro engrosamiento en las charnelas (Fig. 3 c). Un análisis de la geometría de las capas de acuerdo con los métodos de RAMSAY (1967) realizado en capas competentes como calizas (Fig. 3 d, e) pone de manifiesto que coexisten tipos intermedios entre «paralelo» y «similar» (clase IC) lo que implica que han sufrido un cierto aplastamiento en su desarrollo (Lám. I).

Localmente se observa la presencia de esquistosidad de fractura convergente (Lám. II) ligada a los pliegues de primera fase.

Algunos pliegues menores de geometría «chevron» y de ángulo entre flancos alto (80°) se pueden atribuir a la fase 2 (Fig. 3 f).

Pliegues menores radiales.—Son pliegues típicamente «concéntricos» de flancos relativamente rectos, ángulo entre flancos próximo a los 90° y límites entre capas paralelos (clase IB de RAMSAY 1967) (Fig. 3 g) (Lám. II c, d).

FRACTURAS TARDI Y POSTHERCÍNICAS

En el análisis de los diversos sistemas de fracturas hay que tener en cuenta la posición del área estudiada en las cercanías de la falla de Ventaniella y en la prolongación W de la denominada «franja móvil intermedia» (RAMÍREZ DEL POZO

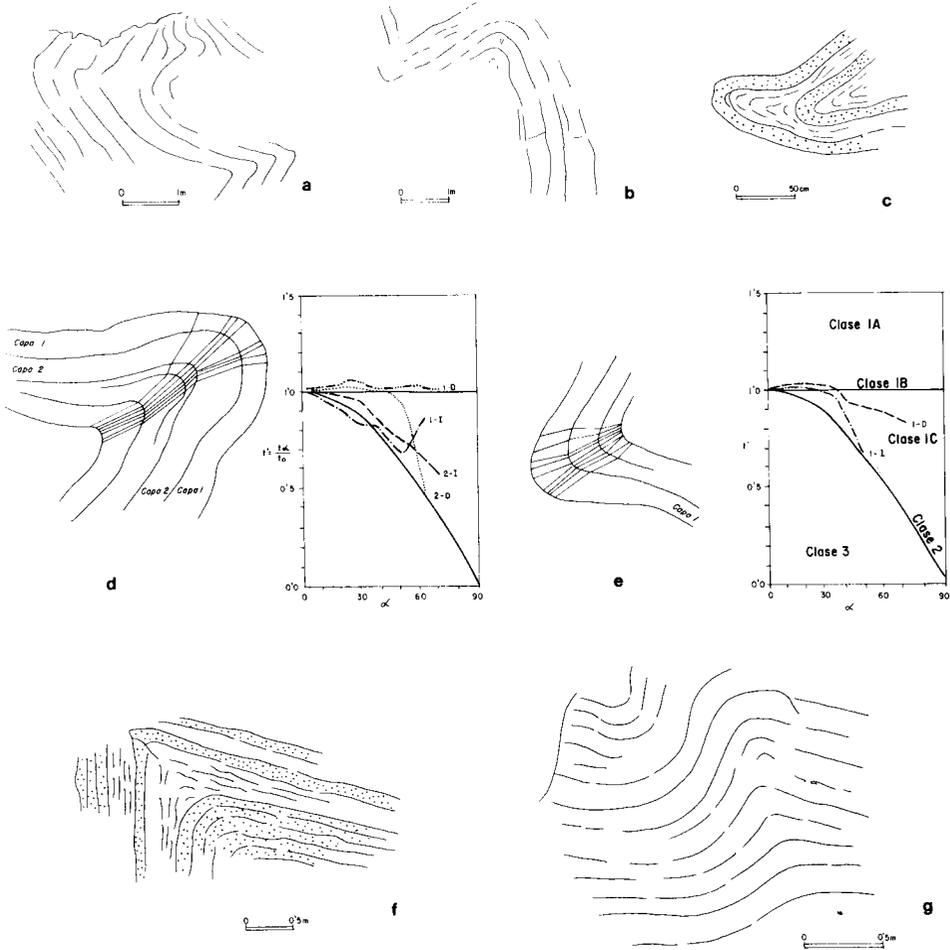


Fig. 3.-Morfología de varios pliegues a escala métrica. a) Caliza de Montaña cerca de Santullano de las Regueras, b) Calizas de Moniello al E de Arlós, c) Alternancias de areniscas y pizarras de Furada, d) y e) Morfología de acuerdo con el método de RAMSAY en pliegues de la Caliza de Montaña, f) Pliegue, probablemente de fase 2 en Furada (Cerro Prieto), g) Pliegue transversal en caliza de Moniello (E de St. Cruz de Llanera).

1969 a). Aunque muchas fallas observables en la cartografía son complejas, se pueden diferenciar tres tipos fundamentales:

1) Fallas N W - S E.-Cortan nítidamente las estructuras hercinianas. El juego es fundamentalmente vertical con hundimiento del labio N. En algunos casos parece superponerse a un movimiento anterior como «decrochement» dextrógiro, claramente relacionado con el de la falla de Ventaniella.

2) Fallas N E - S W.-Son fallas inversas resultantes del rejuego alpino de antiguas superficies hercínicas verticalizadas.

3) Fallas E - W.-Corresponden a la prolongación hacia el W del conjunto de fallas que limitan la franja cretácica Oviedo-Arriendas. Son fallas

inversas con elevación del labio N. Cortan las superficies hercinianas de forma no muy nítida dándose a veces un tránsito al tipo 2.

Edad de los movimientos de las fallas.—El primer movimiento importante corresponde a los «decrochement» asociados a la falla de Ventaniella, que de acuerdo con JULIVERT et al. (1971) sería de edad pérmica. El que afecten a materiales más modernos puede interpretarse como debido a movimientos posteriores cretácicos. El movimiento principal, especialmente de las fallas inversas, se dio en el Oligoceno siendo la pudinga de Posada su sedimento contemporáneo.

CONCLUSIONES

La sucesión de acontecimientos tectónicos del área estudiada es como sigue:

Durante la primera fase hercínica se desarrollan pliegues cilindroidales, vergentes al E y de flanco inverso a veces cabalgante. La geometría de los pliegues menores evidencia que el mecanismo de deformación es flexural aunque han sufrido, a veces, un cierto aplastamiento acompañado de una incipiente esquistosidad.

En la segunda fase se desarrollan pliegues laxos de plano axial subvertical o ligeramente retrovergente, homoaxiales con los primeros y de mayor longitud de onda. Posteriormente se originan estructuras radiales que deforman todas las anteriores.

Por último se desarrollan «decrochement» de diversos tipos que junto con superficies hercinianas sufren removilizaciones durante el ciclo alpino.

BIBLIOGRAFIA

- BARROIS, Ch. (1882).—Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mem. S. G. Nord.*, 2 (1), Lille.
- JULIVERT (1971 a).—Decollement tectonic in the hercynian Cordillera of North west Spain. *Amer. Jour. Sci.*, 270 (1), 1-29, New Haven.
- (1971 b).—L'évolution structural de l'arc asturien. *Inst. Française Petrol. «Colloques et seminaires»* n.º 22 (Histoire Structural du Golfe de Gascogne), vol. 1, 28 pp., 1 figs. Ed. Technip, Paris.
- (1976).—La estructura de la Región del Cabo Peñas. *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, 8, 203-309.
- RAMÍREZ DEL POZO, TRUYOLS (1971).—«La reseau de failles et la Couverture post-hercynienne dans les Asturies». *Inst. Français Petrol. «Colloques et Seminaires»* n.º 22 (Histoire Structural du Golfe de Gascogne), vol. 1, 28 pp, 1 fig. Ed. Technip, Paris.
- MARCOS, A. (1973).—Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian Zone (Hercynian Cordillera, NW Spain), *Am. Jour. Sci.*, 273, 353-375.
- PELLO, J. (1967).—Estudio geológico de la prolongación del borde oriental de la Cuenca Central de Asturias (NO de España), *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 1, 27-38.
- (1972).—*Estudio geológico de la región central de Asturias*. Tesis Doctoral Univ. Oviedo.
- RAMÍREZ DEL POZO, J. (1969 a).—Bioestratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de la costa asturiana (Zona Oviedo-Gijón-Villaviciosa). *Bol. Geol. Min.*, 80 (4), 19-44, Madrid.
- RAMSAY, J. G. (1967).—*Folding and fracturing of rocks*. Mc Graw Hill, New York.

LAMINAS

LAMINA I

Pliegues de primera fase en los niveles tableados de la base de la Caliza de Montaña cerca de Santullano de las Regueras.

- A) Pliegue con morfología «chevron» y ligero engrosamiento en la zona de Charnela (clase IC de RAMSAY).
- B) En este caso el aplastamiento es menos acusado y existen muchas capas con morfología IB.



LAMINA II

- A y B) Esquistosidad de fractura en calizas de Moniello de Peña Menende.
C y D) Pliegues del sistema transversal, ligeramente vergentes al S, en caliza Griotte. Obsérvese su morfología de tipo «paralelo» y ángulos entre flancos muy abiertos.

