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 dextrógiro.

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.° et 9.° 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.° 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.

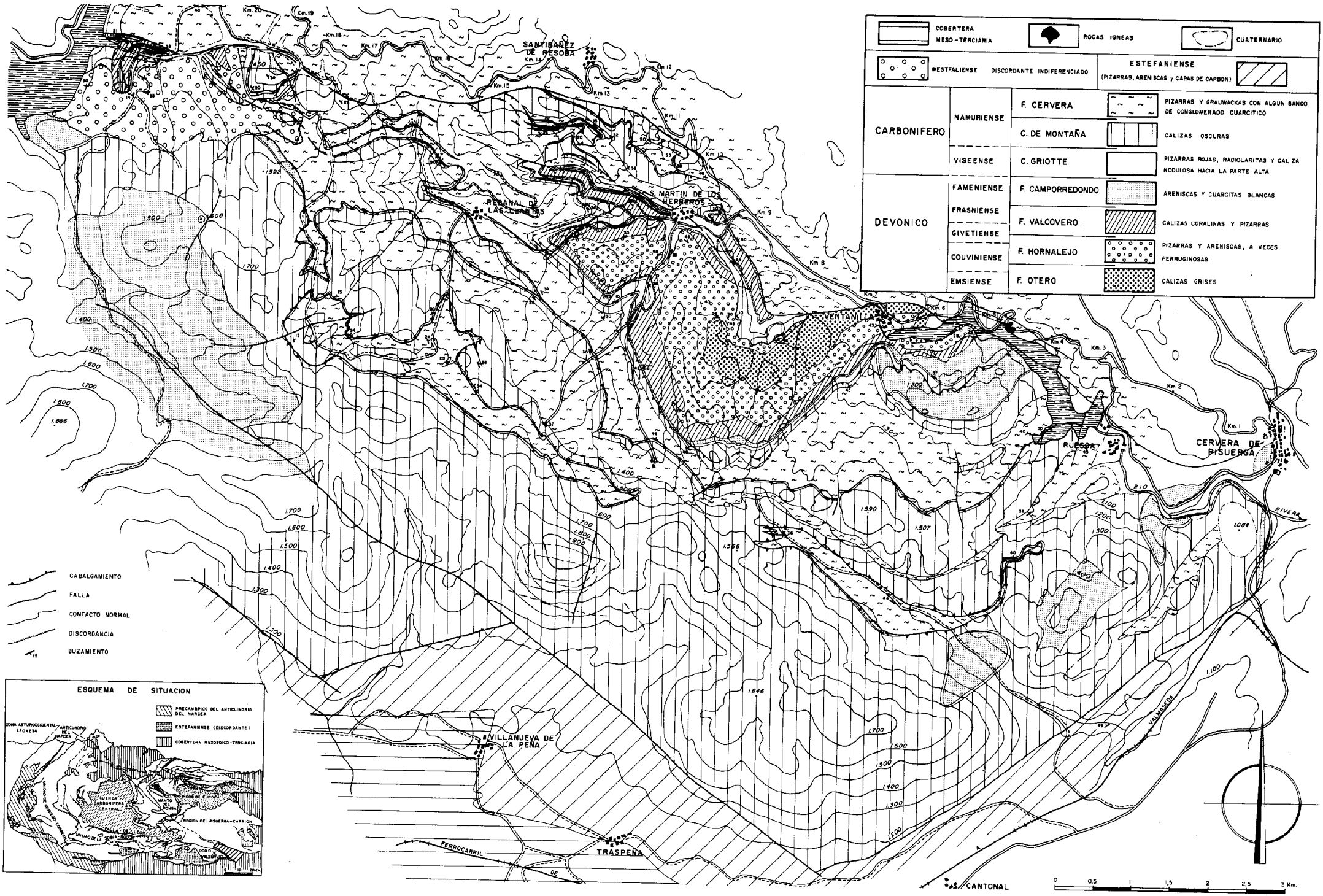
WHITTEN, E. H. T. (1966).—Structural Geology of folded rocks. Rand Mc. Nally Co., 663 pp., Chicago.

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.


COBERTERA MESO-TERCIARIA
ROCAS IGNEAS
CUATERNARIO
WESTFALIENSE DISCORDANTE INDIFERENCIADO
ESTEFANIENSE (PIZARRAS, ARENISCAS y CAPAS DE CARBON)
CARBONIFERO
NAMURIENSE
F. CERVERA
PIZARRAS Y GRAUWACKAS CON ALGUN BANCO DE CONGLOMERADO CUARCITICO
C. DE MONTAÑA
CALIZAS OSCURAS
VISEENSE
C. GRIOTTE
PIZARRAS ROJAS, RADIOLARITAS Y CALIZA NODULOSA HACIA LA PARTE ALTA
DEVONICO
FAMENIENSE
F. CAMPORREDONDO
ARENISCAS Y CUARCITAS BLANCAS
FRASNIENSE
F. VALCOVERO
CALIZAS CORALINAS Y PIZARRAS
GIVETIENSE
COUVINIENSE
F. HORNALEJO
PIZARRAS Y ARENISCAS, A VECES FERRUGINOSAS
EMSIENSE
F. OTERO
CALIZAS GRISES
CABALGAMIENTO
FALLA
CONTACTO NORMAL
DISCORDANCIA
BUZAMIENTO
ESQUEMA DE SITUACION
PRECAMBRICO DEL ANTICLINORIO DEL NARCEA
ESTEFANIENSE (DISCORDANTE)
COBERTERA MESOZOICO-TERCIARIA
ZONA ASTUROCCIDENTAL-LEONESA
ANTICLINORIO DEL NARCEA
CUENCA CARBONIFERA CENTRAL
MANTO DEL PONGA
REGION DEL PISUERGA-CARRION
UNIDAD DE LA SOBARRIBA
DOMO DE VALSURBIO
SANTIBAÑEZ DE RESOBA
REBANAL DE LAS PEÑAS
S. MARTIN DE LOS HERREROS
VENTANILLA
RUESGA
CERVERA DE PISUERGA
RIO RIVERA
VILLANUEVA DE LA PEÑA
TRASPEÑA
FERROCARRIL DE
CANTONAL
VALMASEDA
0 0,5 1 1,5 2 2,5 3 Km.

los datos reunidos en los últimos años aconsejaban una revisión de esta región con el fin de encuadrarla dentro del contexto de la zona Cantábrica, a la luz de los conocimientos actuales.

La sucesión estratigráfica está constituida exclusivamente por materiales de edad devónica y carbonífera. El Devónico está constituido por dos formaciones carbonatadas, separadas por una formación de carácter detrítico, y posee una abundante fauna de carácter bentónico (Corales, Estromatoporoideos, Briozoos, etc.); resulta por tanto perfectamente equiparable al Devónico de la facies Astur-Leonesa (BROUWER, 1964). Aunque con pequeñas diferencias, la sucesión devónica es semejante a la establecida por KOOPMANS (1962) para la región del domo de Valsurvio.

El Carbonífero está representado principalmente por el llamado Grupo Ruesga (KOOPMANS, 1962). En la parte NW de la región se encuentran materiales carboníferos atribuidos al Westfaliense, discordantes sobre el resto del Paleozóico. El Carbonífero más alto lo constituye el Estefaniense de la cuenca de Guardo-Cervera, que se sitúa en el límite Sur de la región.

Estructura general de las escamas cabalgantes y unidades diferenciadas.—Como es sabido, la tectónica de la zona Cantábrica se caracteriza por la existencia de una primera etapa de deformación que da lugar a cabalgamientos, que posteriormente son deformados por las subsiguientes etapas de plegamiento (JULIVERT, 1971). Este esquema es perfectamente válido para la región estudiada. En ella existen dos unidades cabalgantes (escamas de Ramadores y de La Mata) envolviéndose entre sí y bordeando el núcleo devónico (¿autóctono?) de San Martín-Ventanilla (fig. 2).

La escama de Ramadores es la unidad más meridional y cabalga al resto de las unidades. La superficie de cabalgamiento se sitúa paralelamente a la estratificación e inmediatamente por debajo de la caliza Griotte del Viseense, aunque localmente, las cuarcitas de la Formación Camporredondo pueden formar parte también del conjunto cabalgante. En cuanto al material cabalgado, en toda la longitud de su frente cartográfico lo constituye la Formación Cervera, aunque en la ventana tectónica de Fuente Espina cabalgue directamente a la caliza de Montaña. La superficie de cabalgamiento se encuentra actualmente en posición invertida como consecuencia de la deformación sufrida durante el plegamiento posterior, de marcada vergencia al Sur. Existen dos ventanas tectónicas en las que aflora el autóctono relativo (escama de La Mata; ver fig. 2). Esto permite obtener un valor mínimo del desplazamiento para esta escama; así suponiendo un desplazamiento de la unidad hacia el N o NE el desplazamiento deducido es del orden de los 4 Km. No obstante, no existe ninguna evidencia de la dirección de traslación real de estas unidades, aunque por consideraciones de tipo regional debe estar comprendida entre las direcciones S-N y W-E.

La escama de La Mata constituye el autóctono relativo de la escama de Ramadores y presenta las mismas características generales que la unidad anterior.

El autóctono de Ventanilla está constituido por una serie de materiales devónicos y carboníferos que afloran en ventana tectónica.

Fig. 1.—Esquema geológico de la región de San Martín-Ventanilla (Palencia, Cordillera Cantábrica), y esquema de la sucesión estratigráfica simplificada.

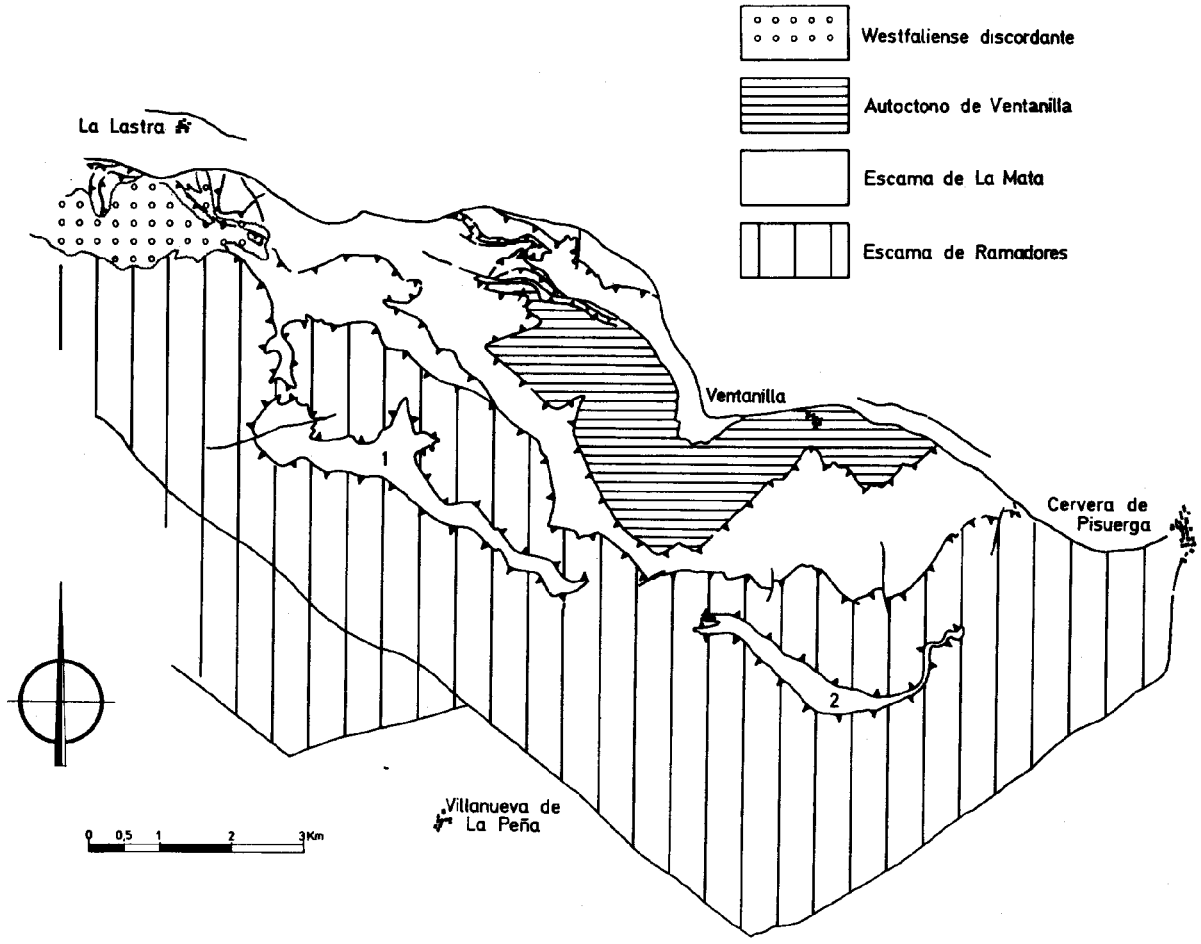


Fig. 2.—Esquema tectónico con las diferentes unidades diferenciadas. 1, Ventana tectónica de Fuente Espina; 2, Ventana de Tosande.

En líneas generales, las características y mecanismo de emplazamiento de estas escamas coincide con lo observado en las demás unidades de la Zona Cantábrica. El hecho de que en la mayor parte de la región la superficie de cabalgamiento se sitúe a nivel de la Griotte Viseense nos lleva a suponer un despegue generalizado a este nivel. Como es bien sabido, en la Zona Cantábrica si bien el nivel de despegue de la mayor parte de las unidades cabalgantes se sitúa en la base de la Formación Láncara (JULIVERT, 1971), existen también despegues al nivel de la Griotte del Viseense como ocurre en Los Beyos, Mampodre, Peña Ten, etc. (JULIVERT, 1971).

Las estructuras mayores originadas durante las fases de plegamiento.—Los cabalgamientos originados en el transcurso de la 1.ª etapa de deformación resultan plegados posteriormente. Al igual que en el resto de la Zona Cantábrica, en la región estudiada se diferencian dos direcciones principales de plegamiento que dan lugar a un sistema entrecruzado (JULIVERT & MARCOS, 1973). Ambas generaciones se suceden en el tiempo y tienen una importancia y distribución desigual. Los primeros pliegues son los más importantes y se disponen más o menos longitudinalmente a las estructuras, por lo que para su descripción les denominaremos pliegues longitudinales; los segundos tienen mucha menor importancia y los denominaremos pliegues transversales, por ser su dirección netamente transversal a las estructuras anteriores (fig. 3 a).

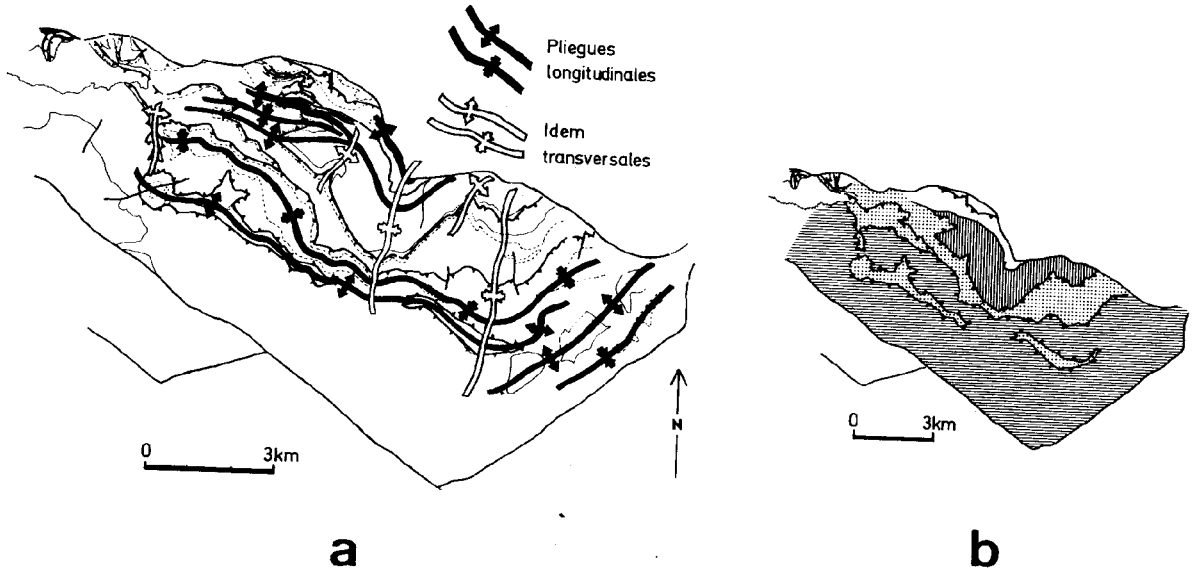


Fig. 3.—a) Esquema mostrando la disposición de los pliegues. b) Esquema tectónico donde se observa que el conjunto de la región adopta una disposición del tipo «Mushroon Pattern».

Los pliegues longitudinales son generalmente isoclinales, acostados o vergentes al Sur, y su trazado se sigue en distancias bastante grandes. Los pliegues transversales, contrastando con la gran importancia de los anteriores, se reflejan en la macroestructura como flexiones, más bien suaves, de los ejes y planos axiales de los primeros pliegues. En efecto, como se puede observar en la cartografía, el pliegue tumbado de San Martín y el pliegue con núcleo devónico inmediatamente al Norte, presentan un replegamiento de sus trazas axiales causado por la interferencia de antiformales y sinformales de amplio radio de curvatura y con eje inclinándose fuertemente al NNE. El modelo de interferencia resultante coincidiría por tanto con el «tipo 2» de RAMSAY (1967). Esta deformación afecta también, como se puede observar en la cartografía, al trazado de la Falla de León (MARCOS, 1968) que sufre una inflexión entre San Martín y Ventanilla coincidiendo con la traza del sinformal transversal antes citado (fig. 3 a). Este hecho tiene gran importancia para establecer las relaciones de edad entre las estructuras y su correlacción con el resto de la Región de Pliegues y Mantos, donde también ha sido descrita una importante inflexión en el trazado de la Falla de León

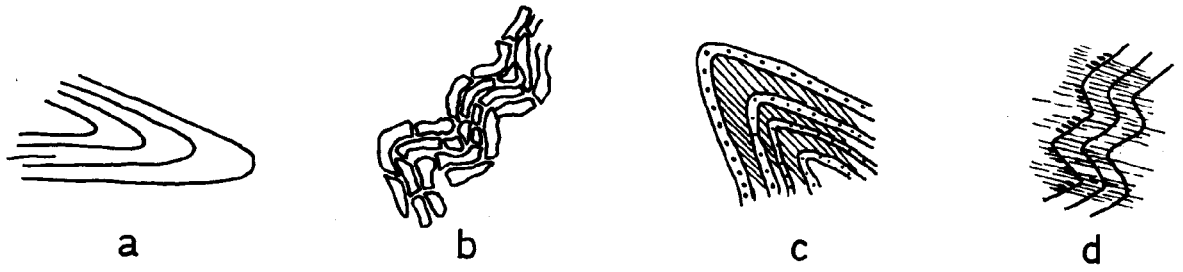


Fig. 4.—Estilo de los pliegues menores de 1.ª fase de plegamiento. a) Pliegue en caliza tableada al Sur de Santibáñez de Resoba. b) Pliegues del tipo «flexural-slip» en caliza de Montaña, misma localidad. c) Pliegue en alternancias de grauwackas y pelitas, F. Cervera en los alrededores de Ruesga. d) Pliegues de tipo «passive-slip» en caliza Griotte, ctra. San Martín-Rebanal de las Llantas.

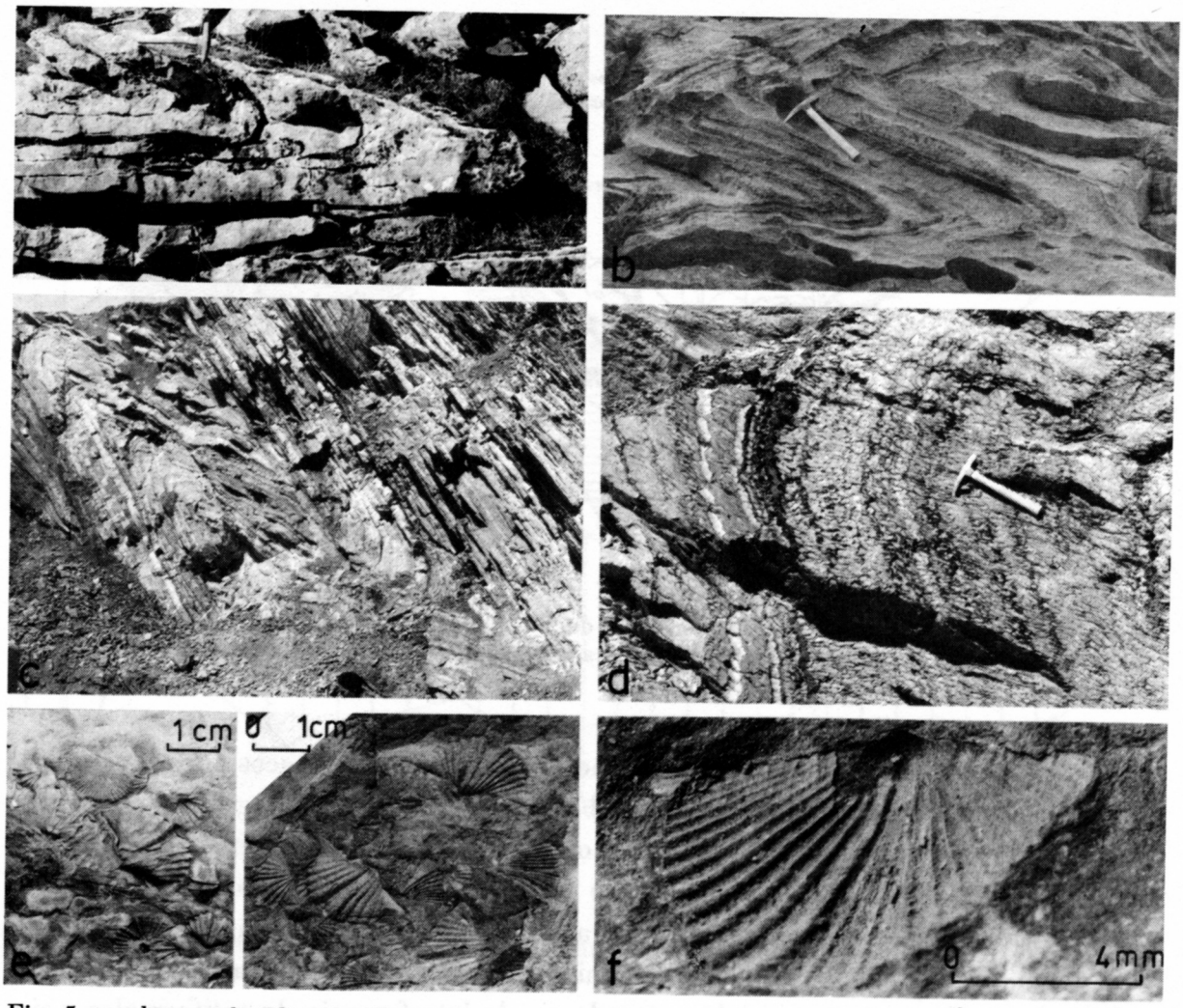


Fig. 5.—a, b, c y d) Pliegues de 1.ª fase de plegamiento mostrando algunas de las características del mecanismo tipo «flexural-flow», como charnelas engrosadas (a), anisotropía debida a la estratificación reducida o nula (b), el radio de curvatura no permanece constante (c), presencia de esquistosidad de flujo (d), etc. (e y f) Braquiópodos deformados, en los que se puede observar una variación en su forma, así como una desviación en los ángulos entre las líneas media y de charnela. a) Arroyo Agüeras, al Sur de Santibáñez de Resoba. b) Caliza de Montaña entre San Martín-Ventanilla c) Caliza Griotte, ctra. de Ruesga a Ventanilla. d) Caliza Griotte, ctra. San Martín a Rebanal. e y f) Pizarras de la Formación Valcovero, alrededores de Ventanilla.

en el sector de Peña Ubiña (MARCOS, op. cit.), debido al efecto de estos pliegues transversales.

Si consideramos toda el área cartografiada, se puede observar que adopta una disposición muy particular, con una simetría bastante perfecta a un lado y a otro de la traza axial del sinformal que deforma la Falla de León; en conjunto, puede considerarse como una forma del tipo «mushroom pattern» que son descritas como formas originadas según el modelo de interferencia del «tipo 2» antes citado (RAMSAY, 1967) (fig. 3 b).

Pliegues menores y esquistosidad de 1.ª fase de plegamiento.—Los pliegues menores de la 1.ª fase de plegamiento, son pliegues cilíndricos o cilindroidales, de eje horizontal o poco inclinado, generalmente isoclinales, a veces asimétricos, y tumbados o fuertemente vergentes al Sur. El estilo de los pliegues menores varía en las distintas localidades según la naturaleza de los materiales ple-

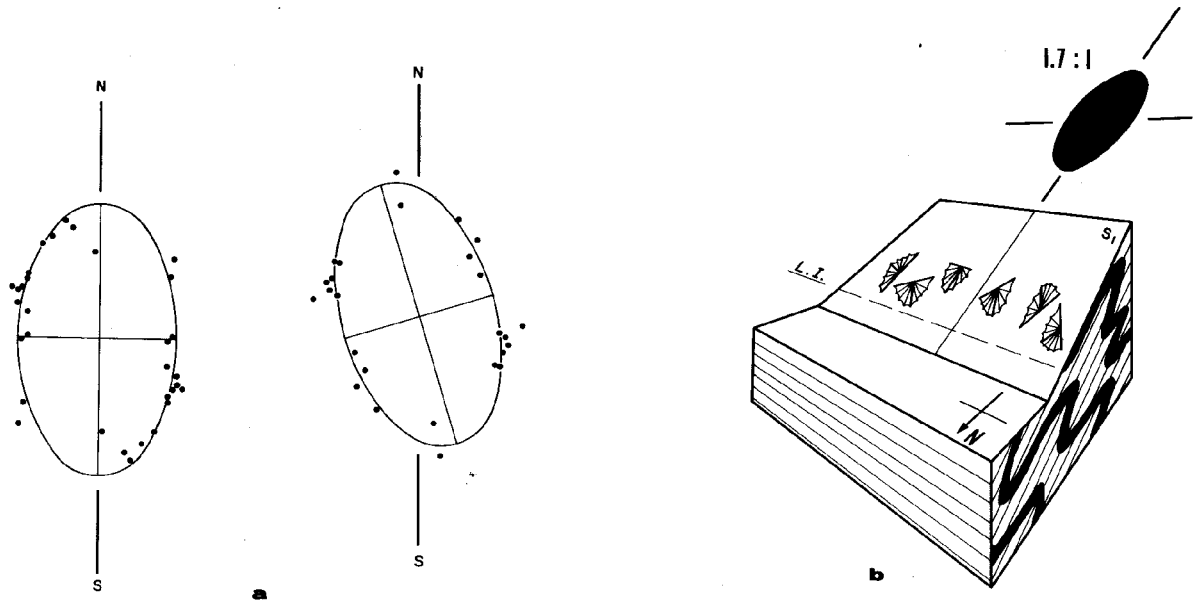


Fig. 6.—a) Elipses de deformación interna final obtenidas a partir de braquiópodos deformados. b) Bloque diagrama ilustrando la relación entre la lineación de estiramiento de objetos preorogénicos y los pliegues.

gados. En niveles de calizas tableadas, los pliegues son muy apretados con charnelas bastante agudas y muestran en general una geometría que recuerda a la de los pliegues similares; así, las capas se encuentran muy engrosadas en las charnelas y adelgazadas en los flancos (fig. 4 a). Sin embargo, en niveles equivalentes y en otras localidades, aparecen en ocasiones pliegues de geometría marcadamente concéntrica (fig. 4 b). Cuando existe una alternancia de capas de distinta naturaleza (p. e., areniscas o calizas y pizarras), la geometría es diferente; los niveles más plásticos desarrollan esquistosidad y aparecen engrosados en las charnelas, mientras los poco plásticos conservan su espesor (fig. 4 c). Por último en niveles más dúctiles, los pliegues se acompañan por una esquistosidad muy penetrativa y su geometría es la típica de un pliegue similar (fig. 4 d). Sin embargo, la mayor parte de los pliegues observables en esta región presentan todas las características del tipo «flexural-flow» como tipo intermedio entre los «flexural-slip» y «passive-slip» típicos (en el sentido de DONATH & PARKER), así:

1) Aparece un flujo dentro de las capas y al contrario que en el plegamiento por «flexural-slip» los límites entre las capas no permanecen paralelos después de la deformación y la redistribución de material dentro de las capas es reflejado comúnmente por el engrosamiento en las charnelas y adelgazamiento en los flancos (fig. 5 a).

2) El grado de cohesión entre las capas y dentro de ellas no es a veces muy diferente, es decir, la anisotropía debida a la existencia de superficies de estratificación es muy pequeña, de lo que se puede deducir un deslizamiento entre capas reducido o nulo (fig. 5 b).

3) Presentan también una característica típica del plegamiento flexural, como es el que el radio de curvatura no permanece constante, sino que puede disminuir o aumentar hacia la parte cóncava del pliegue (fig. 5 c).

4) Cuando la ductilidad es mayor, los pliegues llevan asociada una esquistosidad de flujo, generalmente paralela al plano axial de los pliegues (fig. 5 d).

5) La presencia de fósiles u otros objetos preorogénicos elongados indica además un flujo dentro de las capas que comúnmente constituye una evidencia de «flexural-flow» (fig. 5 e).

Asociada a los pliegues antes descritos, aparece una esquistosidad que por sus características se puede considerar como una esquistoidad de flujo. Esta esquistosidad no tiene una distribución uniforme a través de la región, siendo a veces muy ostensible y llegando a borrar casi completamente la estratificación, mientras otras

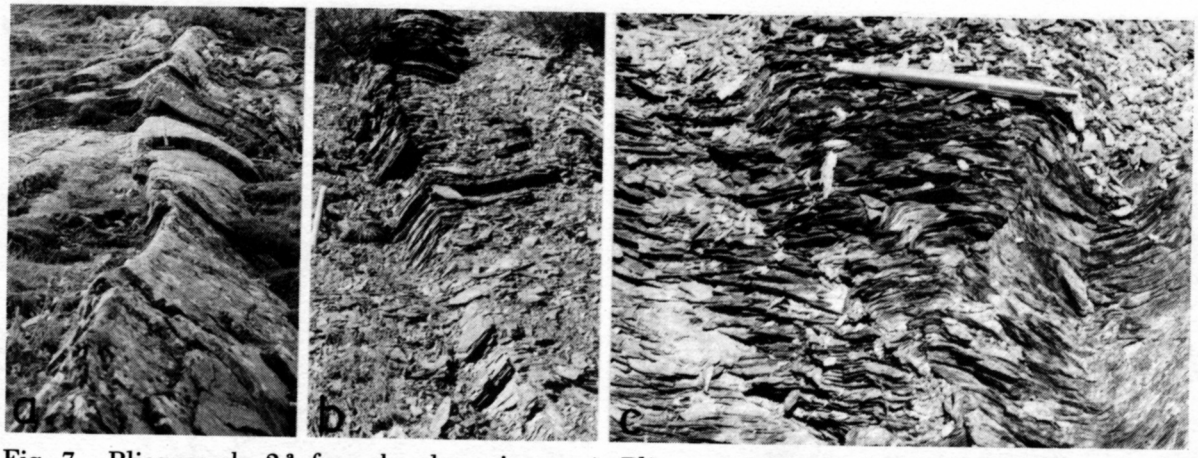


Fig. 7.—Pliegues de 2.ª fase de plegamiento. a) Pliegue asimétrico de eje ligeramente curvado, caliza de Montaña. Arroyo Agüeras, al Sur de Santibáñez de Resoba. b) Pliegues con geometría tipo «chevron». F. Cervera al Sur de La Lastra. c) Sistema de pliegues conjugados. Pizarras devónicas, San Martín.

veces es difícilmente observable. En cuanto a su relación con respecto a los pliegues, suele adoptar una disposición paralela al plano axial de los mismos. Microscópicamente se manifiesta por una orientación muy marcada de los constituyentes minerales de la roca en la dirección de máxima elongación.

La lineación de estiramiento de objetos preorogénicos ligada a la 1.ª fase de plegamiento. Medida de la deformación.—Dentro de esta región aparecen una serie de objetos preorogénicos (nódulos, fósiles, etc.) elongados durante la 1.ª fase de plegamiento, que permiten realizar una medida cuantitativa de la deformación interna sufrida por las rocas. Se han efectuado medidas a partir principalmente de braquiópodos, usándose para el cálculo el método gráfico de WELLMANN (1962). Se ha aplicado este método a varios yacimientos de braquiópodos de la Formación Valcovero, obteniéndose elipses de deformación interna final cuyo eje X (= dirección de máxima elongación) se dispone formando un ángulo muy pequeño con la dirección N-S (entre 0 y 10°) (fig. 6 b). Como los ejes de los pliegues se disponen aproximadamente E-W, esto quiere decir que la dirección de máximo estiramiento es aproximadamente perpendicular al eje B de la fabric, definido por la lineación de intersección o ejes de pliegues. La relación X/Y en estas elipses es igual a 1,7 (fig. 6 a).

Pliegues menores de 2.ª fase de plegamiento.—Las estructuras menores originadas durante esta etapa de plegamiento son pliegues flexurales, de escala centimétrica a métrica, con ejes ligeramente curvados y generalmente asimétricos (fig. 7 a). En los materiales más pizarrosos, donde la esquistosidad de flujo anterior está muy marcada, los pliegues de la 2.ª etapa adoptan una geometría de tipo «chevron» (fig. 7 b) y aparece una lineación de microplegamiento que se manifiesta como pequeños «kink-bands», paralela a los ejes de los pliegues.

Fallas.—Dejando aparte pequeñas fracturas con componente generalmente horizontal y de escasa importancia, se distinguen varias fallas regionales de características y edad muy diferentes. La más importante y la 1.ª desde el punto de vista cronológico, es la falla que separa por el N la zona estudiada de la Región del Pisuerga-Carrión y que tanto por sus características como por su trazado debe corresponder a

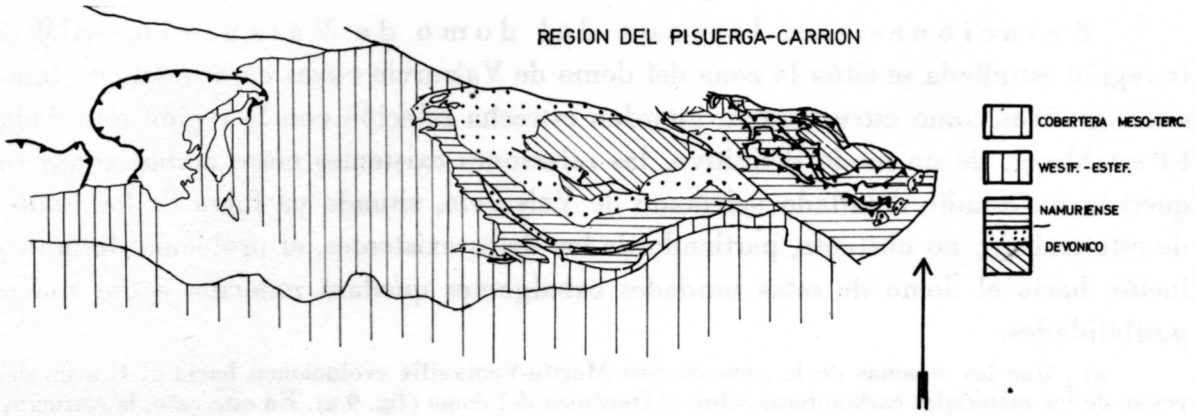


Fig. 8.—Esquema de la terminación oriental de la Región de Pliegues y Mantos, donde se observa la posición de la región estudiada con respecto a la zona del Domo de Valsurvio.

la prolongación oriental de la Falla de León (MARCOS, 1968). Respecto a la edad, esta fractura es claramente posterior a la 1.ª etapa de plegamiento, ya que corta a los cabalgamientos ya plegados, y se encuentra afectada, sin embargo, por los pliegues transversales, como puede observarse entre San Martín y Ventanilla. El movimiento principal de esta falla debe situarse, pues, entre las dos etapas de plegamiento.

Otras fallas de edad posterior son las que limitan por el Sur la región estudiada, separándola del Estefaniense de la cuenca de Guardo-Cervera. Son fallas bastante rectilíneas y que habrían jugado con elevación del labio N. En cuanto a su edad lo único que se podría decir es que son post-estefanienses.

La falla que separa esta región del domo de Valsurvio es un «décrochement» dextrógiro, con un trazado muy rectilíneo, que desplaza las fallas descritas anteriormente, y que por tanto debe ser la última en el tiempo. Esta falla, por su trazado rectilíneo, su dirección SE-NW y su probable relación con la inflexión que sufre el Cretáceo en las inmediaciones de Villanueva de la Peña (lo que nos llevaría a situarla dentro de los efectos de una deformación postherciniana) podría relacionarse con la falla de Ventaniella (JULIVERT et alt., 1971).

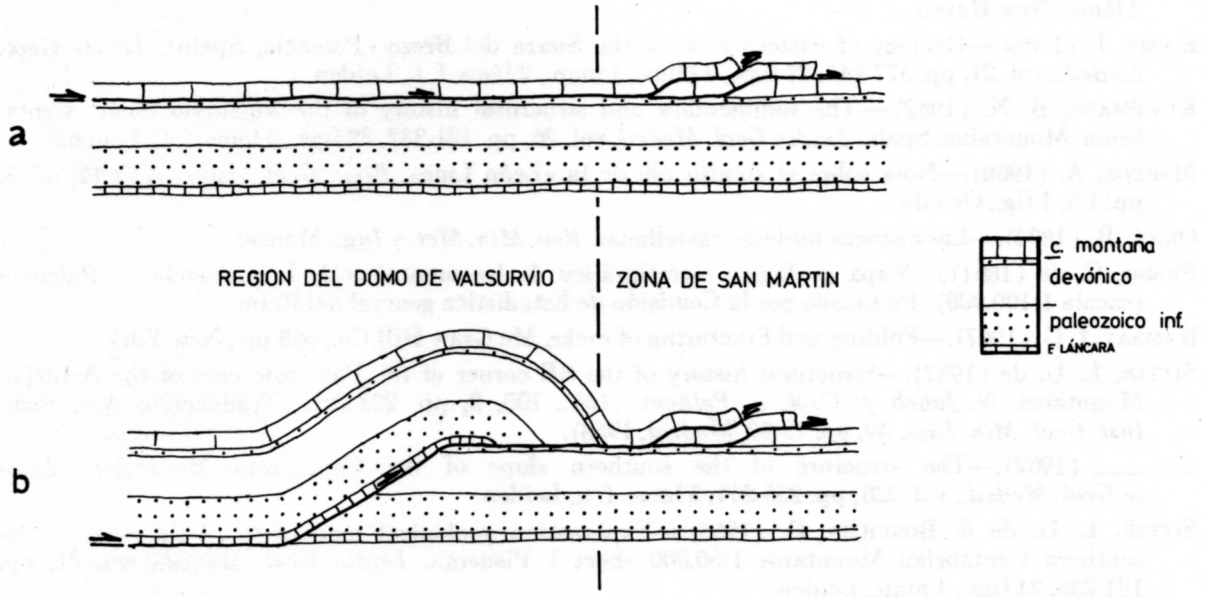


Fig. 9.—Esquema mostrando las dos posibilidades de evolución de las escamas de la zona de San-Martín-Ventanilla hacia la zona del domo de Valsurvio. (Para explicación ver texto.)

Relaciones con la zona del domo de Valsurvio.—Al W de la región estudiada se sitúa la zona del domo de Valsurvio cuyas características, tanto estratigráficas como estructurales, guardan estrecha relación con la región estudiada. El establecer, de un modo definitivo, las relaciones existentes entre ambas zonas requeriría un estudio detallado del domo de Valsurvio, situado ya fuera de los límites de este trabajo; no obstante, partiendo de los datos existentes, el problema de la evolución hacia el domo de estas unidades cabalgantes quedará reducido a dos únicas posibilidades:

a) Que las escamas de la zona de San Martín-Ventanilla evolucionen hacia el E a un despegue de los materiales carboníferos sobre el Devónico del domo (fig. 9 a). En este caso, la estructura actual en domo debería ser efecto del replegamiento posterior.

b) Que la superficie de cabalgamiento se hunda por debajo del domo como consecuencia de un cambio fuerte en el nivel de despegue, desde el nivel de Láncara al nivel de Griotte (fig. 9 b); este ascenso de la superficie de cabalgamiento da lugar a que en el trayecto necesario para el cambio de nivel la superficie de fractura se disponga oblicuamente a la estratificación. Como consecuencia se origina en esta zona una acumulación tectónica de sedimentos mayor que en las zonas vecinas. Esto da lugar a la aparición de un relieve estructural previo que podría condicionar además la localización de un futuro pliegue.

La última posibilidad parece la más coherente y resulta particularmente llamativa, ya que la existencia de un relieve estructural previo podría actuar como germen de la actual estructura del domo; sin embargo, se requeriría un estudio detallado, con una reconstrucción geométrica a base de contornos estructurales, para llegar a una conclusión definitiva al respecto.

BROUWER, A. (1964).—Deux facies dans le Dévonien des Montagnes Cantabriques méridionales. *Brev. Geol. Astur.*. Año 8, n.º 1-4, pp. 3-10, Oviedo.

DONATH, F. A. & PARKER, R. B. (1964).—Folds and Folding. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 75, pp. 45-62 10 figs., 8 láms., Boulder.

JULIVERT, M. (1971).—Decollement tectonics in the hercynian Cordillera of Northwest Spain. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 270, n.º 1, pp. 1-29, 7 figs., New Haven.

JULIVERT, M., RAMIREZ DEL POZO, J. & TRUYOLS, J. (1971).—Le réseau de failles et la couverture post-hercynienne dans les Asturies. In Histoire Structurale du Golfe de Gascogne, t. 2, pp. v. 3-1 à v. 3-34. *Publ. Institut Français du Pétrole*, Paris.

JULIVERT, M. & MARCOS, A. (1973).—Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian Zone (Hercynian Cordillera, NW Spain). *Am. Jour. Sci.*, vol. 273, pp. 353-375, 10 figs., 2 láms., New Haven.

KANIS, J. (1956).—Geology of 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.

KOOPMANS, B. N. (1962).—The sedimentary and structural history of the Valsurvio dome, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. Meded.* vol. 26, pp. 121-232, 38 figs., 5 láms. f. t., Leiden.

MARCOS, A. (1968).—Nota sobre el significado de la «León Line». *Brev. Geol. Astur.* Año 12, n.º 3, pp. 1-5, 1 fig., Oviedo.

ORIOL, R. (1894).—Las cuencas hulleras castellanas. *Rev. Min. Met. y Ing.*, Madrid.

PRADO, C. de (1861).—Mapa geológico estratigráfico de las montañas de la provincia de Palencia (escala 1:100.000). Publicado por la Comisión de Estadística general del Reino.

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

SITTER, L. U. de (1957).—Structural history of the SE corner of the Paleozoic core of the Asturian Mountains. *N. Jahrb. f. Geol. u. Paläont. Abh.*, 105, 3, pp. 272-284. (Traducción: *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 49, pp. 75-92, Madrid, 1958).

——— (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 & BOSCHMA, D. (1966).—Explanation geological map of the Palaeozoic of the southern Cantabrian Mountains 1:50.000 sheet 1 Pisuerga. *Leidse Geol. Meded.*, vol. 31, pp. 191-238, 24 figs., 1 map., Leiden.

WELLMAN, H. W. (1962).—A. graphical method for analyzing fossil distortion caused by tectonic deformation. *Geol. Mag.*, vol. 99, pp. 348-352.