

LA TECTONICA DE LA UNIDAD DE LA SOBIA -BODON

POR

A. MARCOS (*)

ABSTRACT

The studied area spreads out from the Teverga Coal Basin to the Upper Bernesga Valley in the province of León, being located mainly within the so-called La Sobia-Bodón Unit. The stratigraphic section ranges from Georgian (Herrería fm.) to Westphalian A (San Emiliano fm.) with similar properties to the series represented in the southern area of the Cantabrian Mts. It must be noticed however the small development of the Devonian terranes with regard to the southernmost units. There is a recurrent vulcanism of the basic type starting at the Oville Formation (Middle-Upper Cambrian) and ending at the San Pedro Formation (Upper Wenlock-Lower Gedinian).

The La Sobia-Bodón Unit is the northernmost hercynian overthrust or nappe in the Southern Zone of the Cantabrian Mts. In opposition to the rest of these overthrust, where the decollement surface of the nappes is at the base of the Láncara Formation (Lower-Middle Cambrian), the Herrería Formation (Lower Cambrian) is involved in that decollement at many points (see Bodón Nappe). The fenster in the Cueto Negro Area showing out the relative autochthone of that unit allows the evaluation of the horizontal displacement at near 10 km.

Deformation of the La Sobia-Bodón Nappe has taken place through ample folds of E-W axial trend, the axial planes being as a rule inclined to the N. These are longitudinal folds that clearly affect the decollement surface of the nappe which is in turn steepened up or even overturned along the nappe front. The anomalous cartographic trace of some longitudinal folds has made possible to infer the existence of a new fold system superposed across the former one which gives rise to interesting interference patterns as domelike (Cueto Negro Fenster) and basinlike structures. This new fold system is not only a local one but seems to spread out through the whole Cantabrian Area where it could have a general fan distribution pattern.

In the enclosed map, the nappe front can be seen cut near Tuiza, west of the Pajares Mountain Pass by a fracture (León fault) that sets it off several km to the NW up to near Puerto Ventana. This displacement shows up the existence of an important strike-slip component. Evidence is also found to support the existence of an important vertical slip in the fault. The León fault trends E-W from the eastern map end up to near Peña Ubiña where it rotates out and continues with a NW trend. This strong turning is a consequence of deformation by the cross folds formerly discussed which clearly show up in that area. Stephanian terranes can be seen along the northwestern stretch of the fault almost without interruption up to the Teverga Coal Basin where they seem to disappear. The occurrence of these terranes evidences latter hercynian movements along the fault.

(*) Departamento de Geomorforlogía y Geotectónica. Este trabajo se ha beneficiado de la ayuda concedida para el fomento de la investigación en la Universidad.

INTRODUCCION

La región estudiada se extiende desde la cuenca carbonífera de Teverga hasta el valle alto del río Bernesga y comprende principalmente lo que hemos denominado Unidad de La Sobia-Bodón y parte de la Unidad de la Cuenca Carbonífera Central.

Exceptuando los trabajos cartográficos de GARCIA-FUENTE (1959) sobre la parte occidental de la región estudiada, esta zona era prácticamente desconocida; el problema que sugería la brusca desaparición del manto de La Sobia en la cartografía aportada por dicho autor, junto con la no continuidad hacia el W del manto de Bodón (DE SITTER 1962), hizo que en el año 1967 se abordase el estudio de esta región. En 1968 publicamos conjuntamente con otros autores, con los que se entró en colaboración con motivo de la realización de un estudio geológico sobre el trazado de una futura vía de comunicación, una nota previa (MARTINEZ *et al.* 1968) sobre la zona situada entre los Puertos de la Cubilla y Pajares, donde dábamos a conocer por vez primera la existencia de una ventana tectónica en el sector del Cueto Negro.

Desde entonces, el autor ha proseguido hasta la actualidad las investigaciones geológicas sobre esta región, con el fin de resolver los problemas antes enunciados, y cuyos resultados se presentan aquí. Como consecuencia de estas campañas pudo resolverse el problema de la discontinuidad existente entre el manto de La Sobia y el de Bodón, poniéndose de manifiesto una fractura importante, cuyas características hemos señalado ya en un trabajo de reciente publicación (MARCOS 1968); además se estudió con detalle la ventana tectónica a la que antes hemos hecho referencia, poniéndose también de manifiesto la existencia de fenómenos interesantes de cross-folding.

ESTRATIGRAFIA

CAMBRICO

Las Areniscas de La Herrería afloran en un amplio sector del manto de Bodón, pero debido a que su base no aflora no es posible establecer su espesor real; la potencia máxima apreciada no debe superar mucho los 500 m (cumbres de Carbajosa). Se trata de un conjunto muy uniforme de areniscas feldespáticas de tono rosado o blanco lechoso y grano grueso o muy grueso, con lentejones de conglomerados con cantos de cuarzo —muy bien rodados— generalmente de unos 5 cm de diámetro. Son muy frecuentes los niveles con estratificación o laminación cruzada y gránulo-clasificación (generalmente grosera). No se ha localizado en todo el sector cartografiado ningún nivel dolomítico dentro de esta sucesión; los niveles de dolomía atribuidos en anteriores publicaciones a esta formación en los alrededores de Busdongo, ventana de Cueto Negro y Vildeo, pertenecen sin duda a la Formación Láncara, como se verá más adelante. Los niveles pizarrosos son escasos; la formación comienza por un delgado espesor de pizarras arenosas amarillentas y sólo sobre la superficie de cabalgamiento del manto en las zonas de Cueto Negro y arroyo de Vildeo, afloran unos metros de pizarrillas granate muy micáceas y arenosas, so-

bre las que se sitúan niveles de conglomerados de matriz rojiza. No existen fósiles que faciliten su datación, y clásicamente se atribuye al Georgiense (COMTE 1959).

La Formación Láncara aflora principalmente a todo lo largo del manto de Bodón-Sobia, y con menor importancia en el autóctono relativo de dicho manto, visible en la ventana de Cueto Negro. La sucesión estratigráfica de esta formación ha sido descrita recientemente dentro de la citada unidad en su parte más oriental (camino de Arintero; ZAMARREÑO & JULIVERT 1967, pp. 146); si bien las zonas paleogeográficas no guardan un paralelismo perfecto con las unidades tectónicas, la sucesión estratigráfica descrita en dicho trabajo, al menos por lo que se refiere a los niveles macroscópicos, puede considerarse prácticamente uniforme a lo largo del manto de Bodón. De acuerdo con dicho trabajo la sucesión en la localidad citada puede resumirse del modo siguiente:

ZONAS PETROGRAFICAS

Pizarras verdes con nódulos calizos		Seudoesparitas (19,5 m)
		Micritas fosilíferas arenosas con <i>Girvanella</i> (18,5 m)
NIVEL CALCAREO Calizas rojas nodulosas		Biomicritas poco cristalizadas (5,5 m)
		Biomicritas muy cristalizadas (12 m)
NIVEL	Dol. amarillentas	Mallas de algas (12 m)
DOLOMITICO	Dol. negras	Dolomícritas (8 m)

Cabe destacar además el notable contenido en glauconita de los dos niveles superiores.

Dentro de la ventana tectónica de Cueto Negro, la Formación Láncara ofrece características algo diferentes; su particularidad más notable es la ausencia del nivel de calizas rojas nodulosas, con lo cual los niveles de pizarras verdes con trilobites se apoyan directamente sobre el nivel dolomítico. Sobre este hecho, que ha podido ser probado paleontológicamente, insistiremos más adelante, en la descripción de la citada ventana.

Igual que en el resto de la Cordillera Cantábrica, la parte inferior de la Formación Oville, está constituida por pizarras ocráceas o verdosas, de las que se va pasando insensiblemente a una alternancia de estos materiales con areniscas o cuarcita, cuyos bancos se van haciendo más espesos a medida que se asciende en la serie. Estas areniscas son generalmente de grano fino, con un notable contenido de glauconita y frecuentes laminaciones cruzadas.

En algunos lugares —Brañilín, Negrón (Alto del Barradal), camino de Caldas de Luna a la majada de Cacabillos— la parte superior de la Formación Oville está representada por areniscas y lechos de pizarras de tonos pardo-rojizos, que en ocasiones sobrepasan los 50 m de potencia (Negrón); estos materiales podrían atri-

buirse provisionalmente al Tremadoc por comparación con otras cordilleras hercianas (Sierra de la Demanda, regiones armoricanas, Bohemia...).

La parte inferior de esta formación se sitúa aún en el Acadiense (COMTE 1959; LOTZE & SZUY 1961...); el resto de la formación, que no presenta más fósiles que algunos *Scolithus*, llingulas y pistas indeterminadas (JULIVERT 1965), se atribuye al Potsdamiense-Tremadoc? Su espesor total oscila entre los 150-200 m.

ORDOVICICO Y SILURICO

El tránsito entre el Cámbrico superior y las cuarcitas ordovícicas (Formación Barrios) se verifica de un modo gradual; los lechos de pizarras verdes que individualizan los bancos de areniscas de la parte superior de la Formación Oville, se van haciendo cada vez más delgados hasta desaparecer, pasándose entonces a una cuarcita masiva, que muy localmente puede contener algún delgado lecho de pizarras y conglomerados. No obstante, su carácter masivo hace que la diferenciación cartográfica resulte sencilla. El espesor de la formación varía de unos lugares a otros; así, mientras en el manto de Bodón-Sobia alcanza los 250-300 m de potencia, en el autóctono relativo de dicho manto que aflora en la ventana de Cueto Negro, ya citada, no sobrepasa los 50-75 m. Del mismo modo, en el límite E del mapa, dentro del manto de Bodón, tiene lugar una espectacular disminución del espesor de esta cuarcita, llegando incluso a desaparecer fuera ya de la zona cartografiada.

Después del hallazgo en otras zonas de la Cordillera Cantábrica de capas con *Didymograptus*, característicos del Llanvirn, inmediatamente por encima de esta formación, su edad debe ser considerada Skiddawiense (PELLO & PHILIPPOT 1967; JULIVERT *et al.* 1968).

Sobre la cuarcita de Barrios —sin discordancia alguna— se sitúan alrededor de 100 m de pizarras ampolíticas negras con graptolites (Pizarras de Formigoso), cuya edad comprende el Llandovery superior y el Wenlock (KEGEL 1929; COMTE 1959). Existe por tanto entre ambas formaciones una importante laguna estratigráfica que abarca la mayor parte del Ordovícico y las capas basales del Silúrico. La parte superior de esta formación está constituida por pizarras más arenosas con intercalaciones de areniscas blancas o rojizas («pizarras de Villasimpliz» de KEGEL), que anuncian el paso a la formación siguiente.

La Formación San Pedro, cuyo espesor oscila entre los 50 y 120 m, está constituida en su mayor parte por bancos regulares de areniscas finas de tonos rojizos q granates; localmente presenta bancos de ortocuarcitas blancas (similares a la Cuarcita de Barrios) en la mitad inferior (flancos del anticlinal de Huergas-Valgrande, al S de los Puertos de la Cubilla, en León). La formación se atribuye al Wenlock superior-Gediniense inferior (COMTE 1959).

DEVONICO

Debido a la posición septentrional que ocupa la región estudiada dentro del sector S de la Cordillera Cantábrica, el Devónico no presenta en ella un desarrollo

completo; sobre el adelgazamiento que experimenta el Devónico hacia el N se ha tratado ya suficientemente en varios trabajos y no se insistirá más.

Excluyendo las areniscas de San Pedro, de las que se ha tratado al hablar del Silúrico, y cuya parte superior constituye ya la base del Devónico (Gediniense), únicamente se encuentran representadas en el manto de Bodón las Formaciones de La Vid (Gediniense-Siegeniense-Emsiense) y Santa Lucía (Emsiense-Couviniense) —esta última de un modo discontinuo— recubiertas por un delgado espesor de Areniscas de la Ermita (Devónico superior). Dado que estos materiales han sido ya estudiados con una cierta amplitud (ver COMTE 1959; EVERS 1967) no se insistirá sobre su edad y características litológicas más que para encuadrarlos en la zona estudiada.

A grandes rasgos, la Formación La Vid se encuentra constituida por dos tramos principales: uno inferior calcáreo-dolomítico y otro superior donde dominan las pizarras verdosas y rojizas. Sin embargo, hay que señalar que el tránsito a las calizas masivas de la formación siguiente se verifica de un modo gradual; estas capas de tránsito están constituidas por una alternancia de calizas y pizarras, alcanzando en ocasiones los bancos de caliza hasta 10 m de potencia, tal como puede observarse a todo lo largo del sector comprendido entre el Puerto del Palo, al S de Tuiza, y el sector de Caldas de Luna. Para SMITS (1965) estos materiales tendrían una edad equivalente en parte a la de la Formación Santa Lucía, tal como fue descrita por Comte, y junto con las calizas masivas que se le superponen, cuya edad sitúa totalmente en el Couviniense inferior, constituirían una nueva formación («Caldas Formation»), que sustituiría a la Formación Santa Lucía y niveles finales de La Vid.

No obstante, según G. ALCALDE (*) (comunicación personal) las pruebas paleontológicas aportadas por dicho autor hasta el momento no apoyan suficientemente esta hipótesis. En compañía del señor G. Alcalde hemos podido reconocer en el Alto del Palo, ya citado, el tránsito entre las formaciones de La Vid y Santa Lucía; por encima de las últimas capas que encierran una fauna propia de la parte alta de La Vid, se sitúan alrededor de 60 m de materiales constituidos principalmente por una alternancia regular de calizas margosas grises, finamente laminadas, en bancos de 5 a 10 m que contienen estromatopóridos, tabulados y corales, y dolomias amarillentas, estando constituidos únicamente los últimos 9 metros por pizarras micáceas gris-negras que no han aportado fauna alguna. Dicho corte se encuentra citado por COMTE (1959, pp. 221-224), y si bien no coincide perfectamente con el obtenido por nosotros, dicho autor incluye dentro de la Formación Santa Lucía los niveles dolomíticos últimamente citados, opinión a la que nos adherimos por el momento. Sobre estos materiales se sitúan ya las calizas masivas de tonos claros, típicas de Santa Lucía, conteniendo en muchas localidades niveles rojizos margosos.

En la figura 1 hemos representado esquemáticamente la distribución paleogeográfica de las formaciones de Santa Lucía y La Ermita; la Formación Santa Lucía no se encuentra representada en el sector NE del manto de Bodón, ni tampoco en el autóctono de la Cuenca Carbonífera Central. Las Areniscas de La Ermita faltarían en el sector de La Sobia y más localmente en el de Caldas, en los cuales el Carbonífero

(*) Departamento de Paleontología, Universidad de Oviedo.

se apoya directamente sobre la Arenisca del Naranco y las Calizas de Santa Lucía respectivamente. Por tanto, en el resto de la zona (ver mapa) las Areniscas de La Ermita reposa directamente sobre la Formación La Vid —en la Cuenca Carbonífera Central— o Santa Lucía, en el resto.

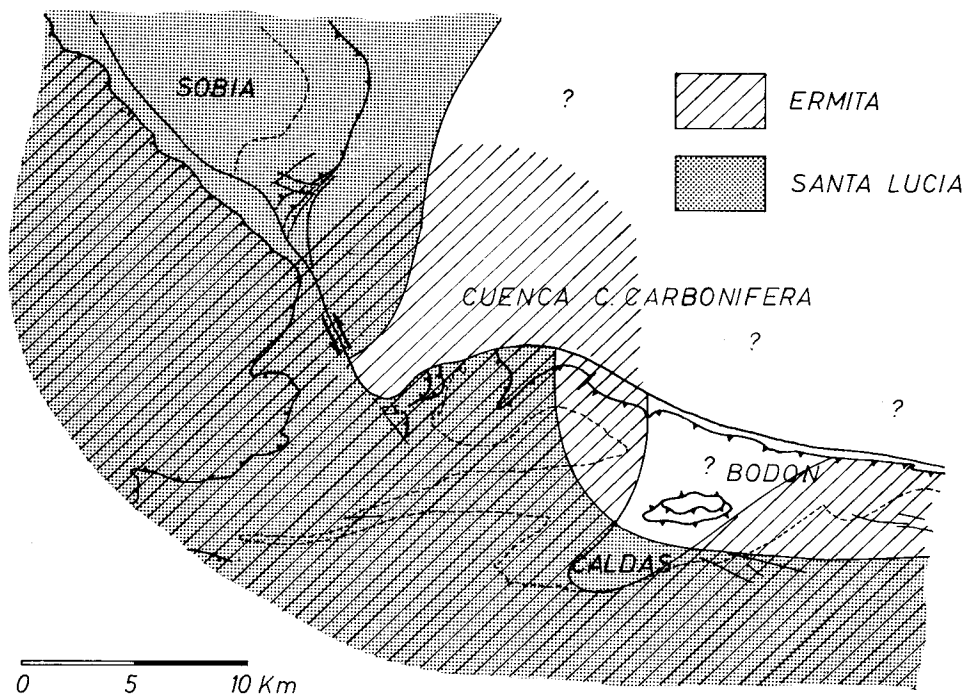


Fig. 1: Esquema de la distribución paleogeográfica de las formaciones St.ª Lucía y La Ermita en el sector estudiado.

Excepto en el límite E de la zona cartografiada, donde las Areniscas de La Ermita son blancas o amarillentas en su totalidad, en el resto de la zona predominan las areniscas rojizas, con un espesor máximo apreciado de unos 40 m. El contacto inferior es siempre disconforme.

En la prolongación occidental del manto de Bodón —al otro lado de la falla de León— en el manto de La Sobia, el Devónico adquiere mayor desarrollo, ya que además de las formaciones La Vid (= complejo de Rañeces) y Santa Lucía (= Moniello), se encuentra representada la Arenisca del Naranco (= Hurgas). En la primera de estas formaciones no parecen existir modificaciones substanciales con respecto al manto de Bodón; la formación Santa Lucía adquiere un desarrollo mucho más completo, va que sobrepasa los 250 m de potencia y en el relieve se muestra como dos bancos espesos de caliza separados por una zona central más deprimida. La Formación Naranco se encuentra constituida por areniscas ferruginosas separadas por lechos de pizarras oscuras y su espesor puede estimarse en unos 300 m.

En la zona del macizo de Ubiña, que corresponde ya al autóctono sobre el que reposa la Unidad de La Sobia-Bodón y que forma parte por tanto de la Cuenca Car-

bonífera Central, el Devónico se encuentra mucho más reducido, ya que como hemos indicado anteriormente, sobre la Formación La Vid (cuya potencia no es posible evaluar) se sitúa un delgado espesor (1 m o menos) de Arenisca de La Ermita, tal como puede apreciarse en toda la zona de pliegues situada entre Peña Ubiña y Peña Llana (El Portillín, Los Camisos, Prau del Albo, Fariñentu...) (ver figura 2 más adelante).

CARBONIFERO

Los niveles de tránsito entre el Devónico y el Carbonífero.—Sobre las Areniscas de La Ermita en el sector de Peña Ubiña, al N de la Falla de León, y dentro por tanto de la Unidad de la Cuenca Carbonífera Central, se sitúan unos metros de calizas blancas que separan estos niveles de la serie de la griotte carbonífera; en la fig. 2 se representa uno de los anticlinales situado en el cordal de Los Camisos, al NW de

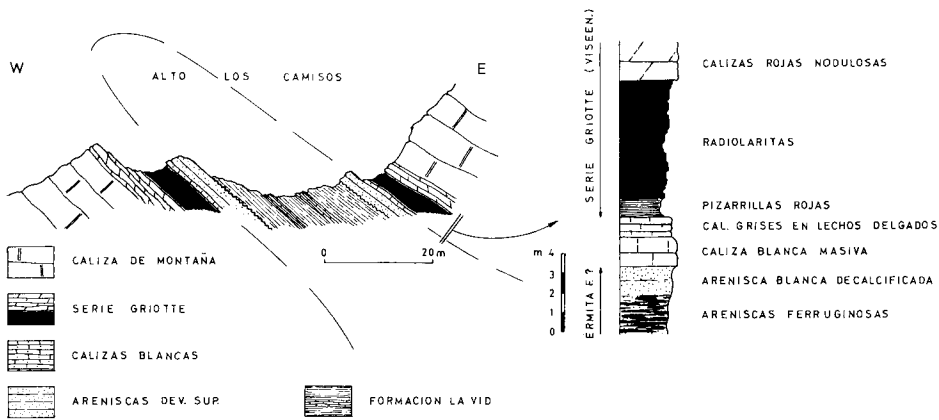


Fig. 2: Niveles de tránsito entre el Devónico y el Carbonífero en los flancos del pequeño anticlinal de Los Camisos, al W de Tuiza de Arriba.

Tuiza de Arriba en el cual se aprecia bien la sucesión estratigráfica de estos materiales. El nivel de caliza es muy constante en todo este sector. Dado que niveles similares han sido citados tanto en las vertientes leonesas (HIGGINS *et al.* 1964) como en la asturiana (BUDINGER & KULLMANN 1964; PELLO 1968) de la Cordillera Cantábrica como pertenecientes al Fameniense superior-Tournaisiense (incluyendo el Struniense), les atribuiremos provisionalmente esta edad.

En el manto de La Sobia afloran igualmente por debajo de la griotte las calizas blancas con un espesor más notable, apoyándose sobre las areniscas ferruginosas de la Formación Naranco; fuera ya de la zona cartografiada, unos km más al N, en la localidad de Entrago estos niveles han sido reconocidos por BUDINGER & KULLMANN (1964, pp. 423-425) que les han atribuido una edad Fameniense superior y quizás Tournaisiense, aunque el corte descrito por dichos autores no es muy claro.

Las distintas formaciones del Carbonífero en la zona estudiada.—Las pizarras negras, liditas y calizas que constituyen el Tournaisiense en la Cordillera Cantá-

brica solamente se han podido localizar al S de Camplongo, en el valle del río Bernesga, donde separan las areniscas del Devónico superior de la griotte carbonífera; hacia el E, según EVERS (1967), estos niveles se encuentran constituyendo de modo prácticamente constante la base del Carbonífero.

En el resto del sector estudiado del manto de Bodón, es la «serie griotte» (Formación Alba de los autores holandeses ó Griotte de Puente de Alba de COMTE) la que constituye de un modo constante la base del Carbonífero, esta serie, de un espesor aproximado de 10-20 m se encuentra formada por calizas nodulosas rojas, radiolaritas y pizarras rojas, predominando estos últimos niveles hacia la base de la formación. Su edad ha sido precisada en muchas ocasiones y debe atribuirse al Viseense.

Sobre esta formación se sitúan las calizas grises Namurienses (Caliza de Montaña o Formación Escapa), generalmente bien estratificadas hacia la base y masivas en la parte superior; en la zona reconocida del manto de Bodón, la posición del techo de esta formación no puede precisarse ya que en la parte superior se indentan pizarras marinas que hacen gradual el paso a la formación siguiente (ver p.e., la zona situada entre Robledo y Sena de Luna). En el manto de La Sobia sin embargo, el contacto superior es neto, siendo también gradual en la zona de Peña Rueda. La determinación del espesor de esta formación es difícil en estas condiciones y varía mucho de unos puntos a otros, pudiendo estimarse entre 300 y 700 m. La formación siguiente (San Emiliano) está constituida por pizarras, grauwackas, calizas y capas locales de conglomerados y carbón. Tanto la flora como la fauna, permiten reportarla al Namuriense superior - Westfaliense A (WAGNER 1959; V. GINKEI 1965) su espesor se considera superior a los 1.200 m.

El Carbonífero en la Cuenca Central.—En esta unidad, los materiales, principalmente pizarras, que se superponen a la Caliza de Montaña no han sido reconocidos con detalle; el trazado de estas capas representado en el mapa general ha sido principalmente deducido de la observación de la fotografía aérea de la zona, ya que no constituye el objeto principal de este trabajo. A pesar de esto, a grandes rasgos, se diferencian dos grandes tramos: uno inferior con abundantes intercalaciones de calizas y otro superior donde predominan las areniscas y grauwackas; el tramo superior en su parte más alta visible ha dado en la «mina Ines» de Pajares floras correspondientes al Westfaliense C (LLOPIS 1955; WAGNER 1962).

El Estefaniense.—Estos niveles ocupan una zona estrecha y alargada a lo largo de la falla de León (MARCOS 1968) en su labio NE, desde la zona de Peña Ubiña hasta las inmediaciones de la Plaza de Teverga, y son discordantes sobre los términos paleozoicos anteriormente descritos. Fundamentalmente, están constituidos por bancos de conglomerados con cantos bien rodados de cuarcita, lechos de pizarras y capas de carbón; estas pizarras contienen siempre una flora fósil muy abundante, que ha permitido datarlos como Estefaniense B-C (WAGNER 1965).

En el labio SW de la falla de León se han localizado al N de Torrebarrio materiales cuyas características difieren de las del Estefaniense clásico anteriormente descrito; se trata de niveles de conglomerados principalmente con cantos de calizas y escasas intercalaciones pizarrosas, cortados por la falla y discordantes sobre las pi-

zarras de la Formación San Emiliano. En el mapa se encuentran representados como Estefanienses, si bien su edad no ha sido determinada paleontológicamente.

LAS ROCAS VOLCÁNICAS

Las manifestaciones volcánicas dentro de la región estudiada, se extienden desde el Cámbrico superior (Formación Oville) hasta el tránsito Silúrico-Devónico (Areniscas de San Pedro), perteneciendo las más importantes a la primera de las formaciones citadas, a la cuarcita ordovícica y a la Formación Formigoso. En especial, se han examinado las pertenecientes a la Formación Oville, dentro de la ventana tectónica del Cueto Negro, y al techo de la cuarcita ordovícica al S de Camplongo (*).

La sucesión volcánica en el techo de la cuarcita ordovícica al S de Camplongo.—Separando esta formación de las pizarras con graptolites de Formigoso en la localidad citada (ver mapa), se encuentran 50 metros de rocas detríticas con participación volcánica (fig. 3). En todas estas rocas el carácter detrítico es muy claro; son principalmente rocas cuarcíticas o cuarzo-feldespáticas con participación efusiva más o menos intensa que les confiere un carácter tobáceo, muy débil en algunas. Examinadas aisladamente podrían darse como areniscas líticas según la clasificación de MAC-BRIDE, o como *grauwackas* según PETTIJOHN, pero como en todo el conjunto y microscópicamente las rocas tienen estructuras propias de las tobas —se han examinado muestras con un carácter tobáceo muy acusado—, se deben considerar en conjunto como *areniscas tobáceas lítico-vítreas*.

Las manifestaciones volcánicas de la Formación Oville en la ventana tectónica del Cueto Negro.—Macroscópicamente se trata de rocas por lo general de tono verdoso oscuro en fractura fresca o pardas y gris verdosas si se encuentran alteradas; en alguno de los cortes realizados se extienden a todo lo ancho de la formación citada.

Se examinaron microscópicamente 12 preparaciones obtenidas en los puntos señalados con una «V» (V-1, V-2...) en el mapa de la zona del Cueto Negro. En conjunto, las muestras estudiadas pueden considerarse como areniscas y tobas cineríticas, y a pesar del grado de alteración del vidrio y fragmentos volcánicos puede pensarse por su textura y mineralogía que sean de naturaleza traquítica. En las localidades V-1 y V-4 existen rocas en las que la participación efusiva es particularmente grande, pudiendo hablarse ya de verdaderas tobas vítreo-líticas; los fragmentos vitrofídicos flameados muestran texturas variolíticas típicas (con esferulitos de vidrio volcánico hidratado) o texturas hialinas o hialopiliticas.

El resto de las muestras observadas pueden clasificarse como areniscas tobáceas vítreo-líticas, conteniendo cuarzo detrítico abundante, feldspatos (plagioclasas, microclina e incluso sanidina) más escasos, clorita y matriz arcillosa (procedentes de la alteración de la pasta vítrea) carbonatos dispersos y óxidos e hidróxidos de Fe; los fragmentos de roca volcánica conservan en ocasiones dis-

(*) El estudio y clasificación de las secciones delgadas ha sido realizado por el Sr. Coretge del Departamento de Petrología de la Univ. de Oviedo.

TECHO: «Pizarras de Formigoso»

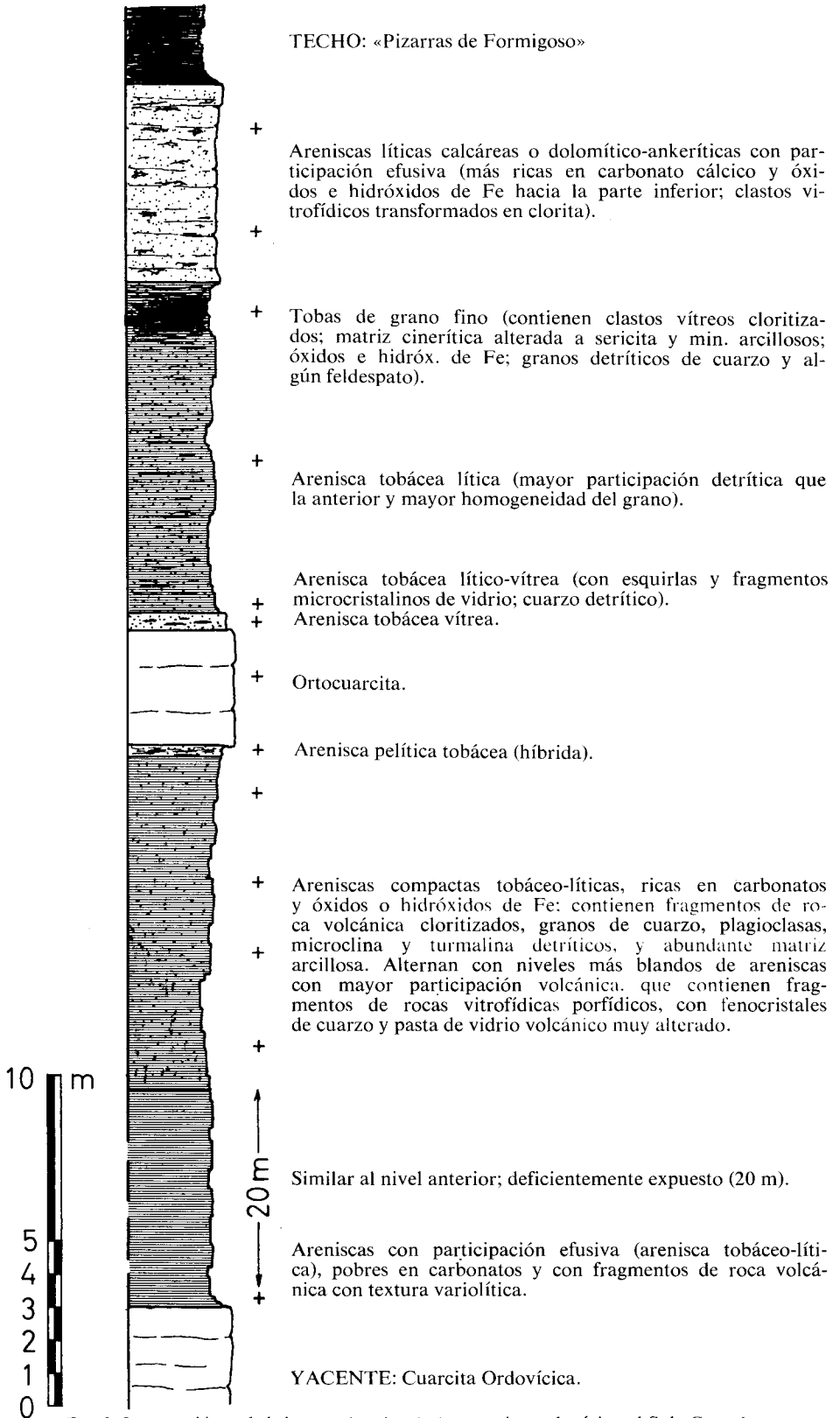


Fig. 3: La sucesión volcánica en el techo de la cuarcita ordovícica al S de Camplongo.

posición flameada, con textura traquítica típica y otras veces los fragmentos tienen naturaleza holohialina.

Las manifestaciones volcánicas a lo largo de la zona cartografiada.—A parte de los lugares ya citados, se encuentran materiales volcánicos en afloramientos bastante extensos dentro de la Formación Formigoso (preferentemente hacia la parte media y superior), al NE de la majada de Cacabillas (cabecera del arroyo de Valgrande), en la ladera W de Peña Parda (subida al Puerto del Palo) y al pie del Negrón (al S de la «Casa de Mieres», en los puertos de La Cubilla). Del mismo modo, en toda la extensión de la zona estudiada, las areniscas de la Formación San Pedro muestran en algunos niveles fragmentos de roca volcánica, tal como se ha señalado ya anteriormente (COMTE 1959; EVERS 1967).

TECTONICA

LOS MANTOS

Dentro de la región estudiada la unidad cabalgante más importante es el manto de Bodón, cuyas características coinciden con las descritas en general por JULIVERT (1965, 1967a) para los mantos o escamas desarrollados en la Cordillera Cantábrica. En su sector oriental dicha unidad se encuentra ya representada en el esquema de COMTE (escama o manto de Bodón). Desde la localidad de Busdongo hasta Tuiza (donde enlaza con la escama cartografiada en el ángulo SE de la Hoja de La Plaza por G. FUENTE (1959), su trazado era prácticamente desconocido hasta la reciente publicación de un mapa esquemático sobre esta zona (MARTINEZ *et al.* 1968). Como ya señalamos en una publicación anterior (MARCOS 1968) en las inmediaciones de Tuiza el manto de Bodón se encuentra claramente interrumpido por la «falla de León» —cuyas principales características ya hemos definido en la citada publicación y sobre la que insistiremos más adelante— y desplazado por esta reaparece al S de Teverga, cerca de Páramo (ver G. FUENTE 1959, mapa), constituyendo lo que se ha denominado en anteriores publicaciones «manto de La Sobia» (SOLER 1967). Por tanto, en adelante utilizaremos la denominación de «Unidad de La Sobia-Bodón», para referirnos a este accidente; lógicamente consideraremos formando parte de esta unidad (ver esquema tectónico, fig. 4) a las escamas de Gayo y Forcada (EVERS, *op. cit.*, mapa); esta última probablemente aparece en la zona estudiada en la Ventana Tectónica del Cueto Negro —como más adelante veremos en su descripción— constituyendo el autóctono relativo del manto de Bodón.

La particularidad más notable del manto de Bodón, la constituye sin duda el hecho de que las Areniscas de la Herrería (Cámbrico inferior) se encuentran involucradas en el despegue, siendo el único manto que conserva esta formación a lo largo de una buena parte de su trazado cartográfico, como ya ha sido señalado por COMTE (1959, pp. 420), ya que por lo general el despegue suele producirse a nivel de las dolomías de la Formación Láncara (JULIVERT 1965, 1967a). Sin embargo en la región del Puerto de Pajares tiene lugar un cambio muy espectacular del nivel de des-

pegue, pasando —como sucede en la mayor parte de estos mantos— a ser la Formación Láncara el material cabalgante. Este hecho se encuentra enmascarado por la existencia de pliegues posteriores longitudinales a la estructura.

A partir de esta zona, hacia el W, no reaparecen ya las Areniscas de la Herrería, constituyendo siempre los niveles de Láncara el frente de cabalgamiento.

El desplazamiento tangencial de esta unidad debe considerarse importante como se deduce de la existencia de la ventana tectónica del Cueto Negro, y por su amplitud, creemos que puede hablarse de un verdadero manto.

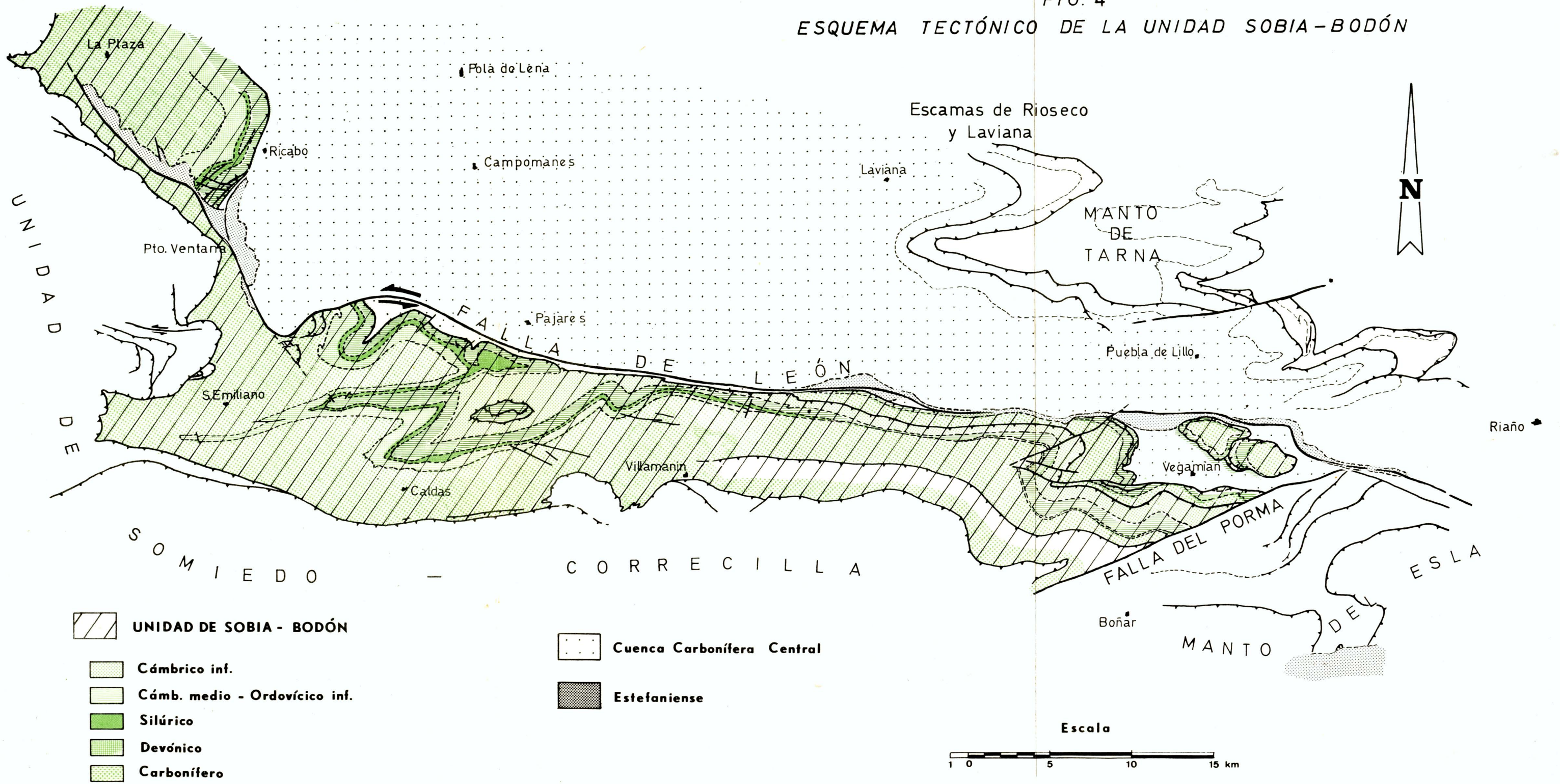
El manto de Bodón continúa pues hacia el NW, desplazado por la fractura ya citada, en el manto de La Sobia; por delante de este manto, al S de Puerto Ventana, se desarrollan dos pequeñas escamas cuya continuidad lateral es escasa, ya que desaparecen bajo el manto al W de Bueida. A partir de este punto el frente cartográfico del manto se prosigue hacia el N sin más variaciones, manteniéndose siempre dentro de la zona estudiada la superficie de cabalgamiento por debajo del nivel de Láncara.

LA ESTRUCTURA DEL MANTO DE BODÓN EN EL SECTOR PAJARES-CAMPLONGO

Como ya hemos indicado, en la región del puerto de Pajares se verifica un cambio de la superficie de cabalgamiento, que asciende desde la Formación La Herrería a los niveles basales de la de Láncara. Este cambio se verifica de un modo gradual, de forma que las areniscas de La Herrería van desapareciendo paulatinamente al formar la superficie de cabalgamiento en su ascenso un ángulo muy pequeño con respecto a la superficie de estratificación; este cambio parece ir acompañado además de un despegue de la Formación Láncara sobre su substrato. En efecto, entre Arbás y el alto del Puerto, cerca del punto donde parte la carretera al Brañilín, las Areniscas de La Herrería parecen chocar contra la Formación Láncara (ver mapa detallado), y por otra parte en los lugares donde existen buenos cortes dentro de este sector, la parte basal de las dolomías de esta última formación se muestra totalmente brechificada.

El fenómeno se encuentra enmascarado por un intenso replegamiento de la zona frontal del manto posterior a su emplazamiento (2.^a etapa de deformación, JULIVERT & PELLO, 1967) y que da lugar a pliegues E-W con vergencia S muy marcada en algunos puntos. En el mapa puede observarse el detalle del frente del manto en el sector citado, representándose los cortes seriados en la fig. 5. El carácter isoclinal de la mayor parte de estos pliegues contribuye aún más a enmascarar la estructura y ha conducido a interpretaciones erróneas de la zona, al atribuir las dolomías que constituyen los apretados núcleos de los sinclinales a la Formación La Herrería (DE SITTER 1962, mapa; MARTINEZ et al. 1968). Un estudio detallado permite sin embargo deducir estos pliegues y algunos de ellos resultan muy ostensibles (por ejemplo, el primer anticlinal al N de Camplongo); a estos efectos es particularmente claro el corte a lo largo del arroyo del Rasón al N de Busdongo, que permite un control perfecto de techos y muros (por medio de la estratificación cruzada, muy frecuente en las areniscas de La Herrería) en cada uno de los flancos de los pliegues. Si bien no se ha representado en los cortes, no debe rechazarse la posi-

FIG. 4
 ESQUEMA TECTÓNICO DE LA UNIDAD SOBIA-BODÓN



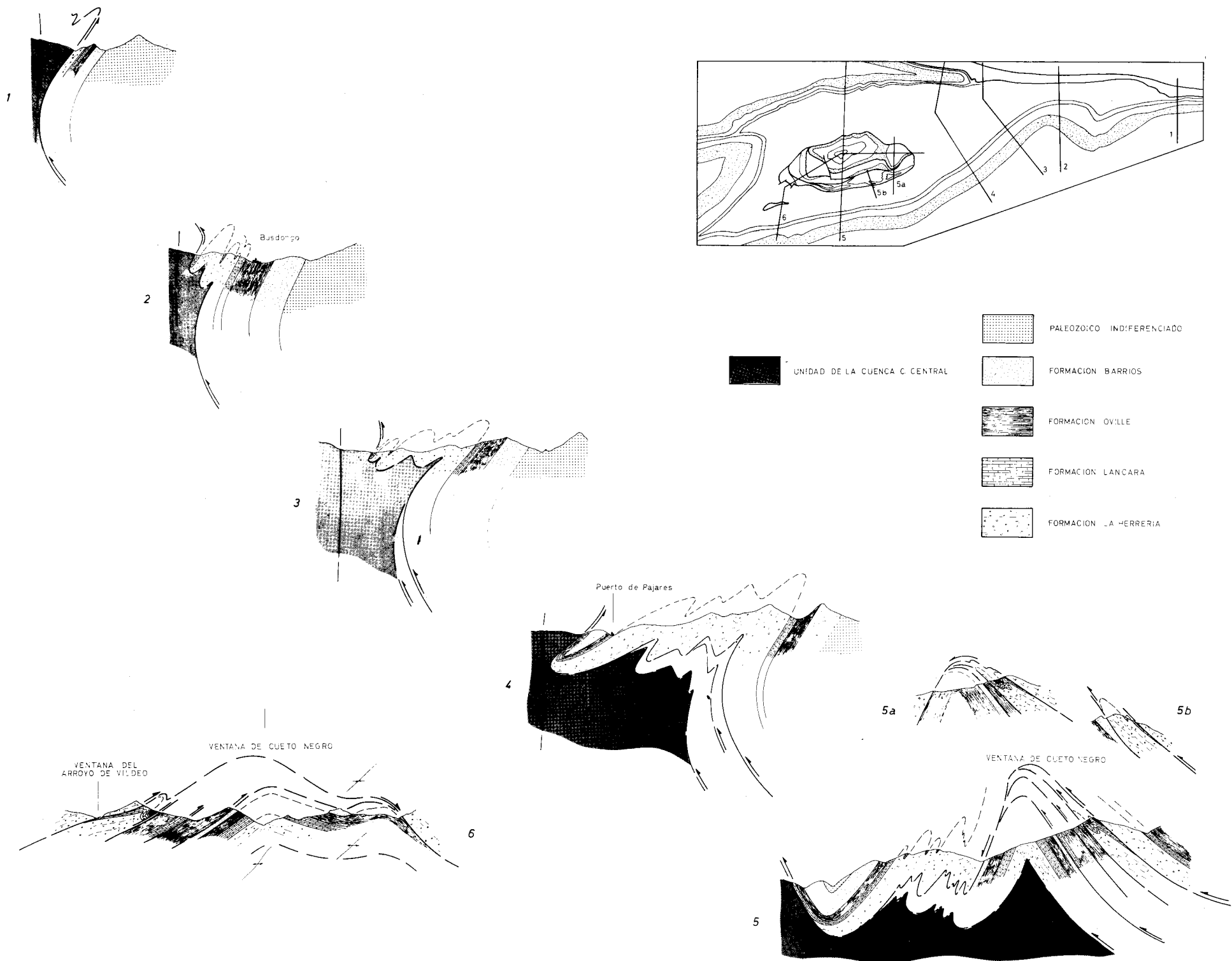


Fig. 5: Cortes geológicos correspondientes al mapa detallado de los altos de Pajares y ventana tectónica del Cueto Negro.

bilidad de que existan fracturas longitudinales que limiten estos apretados núcleos sinclinales.

Al E de la zona cartografiada, dentro ya de la región estudiada por EVERS (1967) y al N de la localidad de Villanueva del Pontedo, hemos podido reconocer la existencia de estructuras similares; dicho autor incluye dentro de la Formación La Herrería los niveles dolomíticos que aparecen al N de Villanueva del Pontedo en la carretera que conduce a Campo (ver EVERS, op. cit., apéndices I y II) y que no son más que las dolomías basales de la Formación Láncara fuertemente pinzadas en núcleos sinclinales. Estos pliegues se continúan al E donde producen un festoneado del trazado cartográfico de la superficie de cabalgamiento —similar al observado en Camplongo, pero mucho más evidente—, y se pueden trazar sin dificultad, dentro ya de la escama de Forcada, hasta el S de Canseco. Con esto la interpretación de la estructura varía de un modo fundamental, como se muestra en la fig. 6.

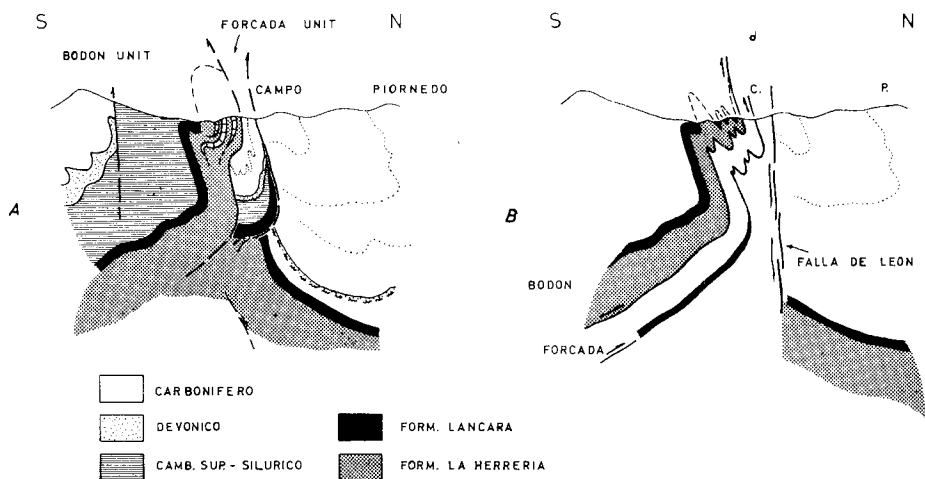


Fig. 6: Interpretación tectónica del sector comprendido entre Villanueva del Pontedo y Campo: A) según EVERS (1967, apéndice II, corte 2 simplificado), B) solución propuesta (explicación en el texto).

LOS MATERIALES CABALGADOS Y LA EDAD DE LA ESTRUCTURA

Por lo que respecta al material cabalgado es interesante destacar que en el sector comprendido entre Camplongo y Telleo el manto no se superpone al Westfaliense superior de la Cuenca Carbonífera Central (Westfaliense C, datado en Pajares; LLOPIS, 1955; WAGNER 1962 b; y que probablemente ocupa la mayor parte de la zona comprendida entre las citadas localidades), sino que se apoya sobre un Westfaliense más bajo, que por la litología podría ser equiparable a la Formación San Emiliano (Westfaliense A); este Westfaliense inferior quedaría separado del superior anteriormente citado por la falla de León. En el sector de La Sobia, al menos en la zona reconocida, el manto cabalga a un Westfaliense con capas de caliza no datado, pero probablemente Westfaliense inferior.

De estos datos, únicamente puede deducirse que el emplazamiento del manto es post-Westfaliense inferior; más adelante discutiremos este problema junto con la edad de las estructuras que serán descritas a continuación.

LA VENTANA TECTONICA DEL CUETO NEGRO

Esta estructura fue puesta de manifiesto por vez primera en una publicación que realizamos en colaboración con otros autores (J. A. MARTINEZ ALVAREZ *et al* 1968), limitándonos en dicho trabajo a presentar un esquema previo. Un estudio cartográfico más detallado, que llevó a cabo el autor con la colaboración del señor

L. Lobato permite establecer ahora algunas precisiones sobre dicha estructura.

En la zona del Cueto Negro, la erosión ha permitido el afloramiento de una serie de materiales que constituyen el autóctono relativo del manto de Bodón; este hecho se encuentra relacionado con el replegamiento sufrido por el manto después de su emplazamiento. La estructura de esta ventana tectónica es la de un domo originado, como más adelante veremos al tratar de los pliegues, por la interferencia de un pliegue longitudinal de dirección aproximada E-W, con varios pliegues transversales de trazado aproximado N-S. En la fig. 5, el corte 5 (N-S) muestra el pliegue longitudinal y el 6 (E-W) los transversales, más laxos. A esta interferencia es debida la forma cartográfica de la citada ventana; la orientación E-W del domo es debida al predominio del pliegue longitudinal sobre los transversales.

De N a S la ventana muestra una asimetría debida a que en su flanco S se desarrollan una serie de escamas complicadas por un replegamiento de detalle que faltan en el flanco N (en éste, únicamente se ha podido localizar un pequeño retazo de dolomías de la Formación Láncara, al W del Brañilín). Su parte más interna la constituye una serie continua que va desde la cuarcita ordovícica hasta la Arenisca de La Herrería, que aflora en anticlinal (ver mapa).

LAS ESCAMAS DESARROLLADAS EN EL FLANCO S DE LA VENTANA

En este sector se diferencian principalmente tres escamas, tal como se indica en la fig. 7, que pueden interpretarse como láminas arrastradas por el manto en su avance.

La más meridional de estas escamas es la de «Loma de Coledo»; se trata en general desde el punto de vista tectónico de un pliegue falla, con varios replegamientos de detalle (ver cortes 5, 5a y 5b), en los que las areniscas de La Herrería o las calizas de Láncara ocupan los núcleos anticlinales y las pizarras de Oville los sinclinales.

Desde el punto de vista estratigráfico hay que resaltar la ausencia en ella del nivel de griotte tan característico de la Formación Láncara (sólo en el límite W de la citada escama —ver mapa— se ha podido localizar este nivel en un tramo muy pequeño), con lo cual los niveles de pizarras verdes con trilobites de la base de la Formación Oville se apoyan sobre las dolomías y calizas de la Formación Láncara; este hecho ha podido ser probado paleontológicamente. Se recogieron trilobites en tres localidades distintas que se han señalado en el mapa detallado que acompaña este

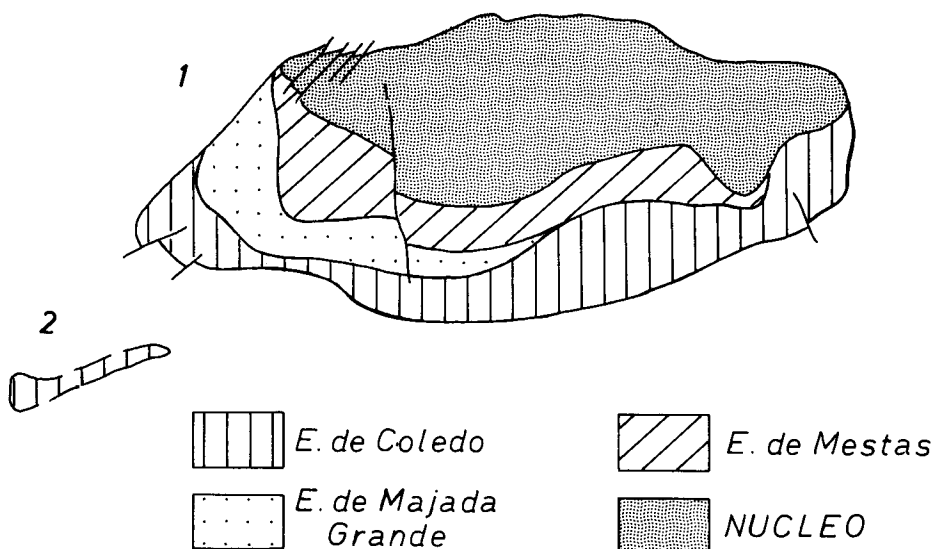


Fig. 7: Esquema de las diferentes escamas que constituyen la ventana del Cueto Negro. 1) Ventana del Cueto Negro. 2) Ventana del Arroyo de Vildeo.

trabajo; el primer yacimiento se sitúa en la cabecera del arroyo Brañilín y ha liberado las especies siguientes (todos los ejemplares fósiles han sido clasificados por el profesor Klaus Sdzuy, de Würzburg):

Parabailiella languedocensis THORAL.
Paradoxides sp.
Agraulos sp.

El segundo yacimiento se sitúa unos 400 m al W de la cota 1853 (Loma de Coledo) y en el se ha recogido:

Parabailiella languedocensis THORAL

En el primer yacimiento y en el tercero (situado al N del cordal de Carbajosa, ver mapa) se consiguieron varios ejemplares de un trilobite que según comunicación del profesor Klaus Sdzuy constituye una nueva especie y aún probablemente un nuevo género.

Los dos primeros yacimientos son claramente acadienses y equivalen, según SDZUY (comunicación personal), a horizontes altos dentro de la griotte de Barrios de Luna; el tercer yacimiento debe lógicamente ser atribuido también al Acadiense ya que como antes hemos señalado, contiene trilobites que se encuentran asociados a los característicos de este piso en el primer yacimiento.

Estos niveles de pizarras verdes con trilobites sustituyen pues a la griotte de Láncara en este sector, y se apoyan directamente sobre las calizas y dolomías basales de esta formación; este hecho demuestra por tanto que las dolomías citadas corresponden al Láncara y no a niveles de dolomías interestratificados con la Arenisca de La Herrería. Además, la interpretación tectónica de esta zona varía sustancialmente si este hecho no se considera.

Las otras dos escamas (de la Majada Grande y de Mestas) ofrecen menos complicaciones, ya que en ellas el replegamiento es menos intenso y la superficie de fractura se mantiene prácticamente paralela a la superficie de estratificación; únicamente cabe destacar la presencia de materiales volcánicos en ambas escamas, principalmente en la formación Oville, tal como señalamos anteriormente.

EL NUCLEO DE LA VENTANA

En la parte más interna de la estructura que estamos analizando se sitúan materiales que van desde la cuarcita de Barrios a la Formación Herrería; la superficie de cabalgamiento se mantiene por encima de la primera de estas formaciones a lo largo de prácticamente todo el anillo que dibujan estos materiales, ya que solamente corta a niveles inferiores en un pequeño trecho cerca del Brañilín.

Debido a los pliegues transversales esta zona interna está dividida en dos domos (ver mapa y corte 6 en la fig. 5). Por debajo de la Formación Barrios se sitúan como es normal las pizarras de Oville (con materiales volcánicos en la parte superior) y a continuación la Formación Láncara con un desarrollo completo. Únicamente en el núcleo existe un pequeño afloramiento de areniscas de La Herrería.

LA VENTANA TECTONICA DEL ARROYO DE VILDEO

La erosión vertical del arroyo de Vildeo, representado en el límite SW del mapa detallado, ha permitido cerca de su cabecera el afloramiento de los niveles superiores del autóctono relativo del manto de Bodón presente en la ventana del Cueto Negro, constituyendo una pequeña ventana tectónica. Esta nueva ventana se encuentra totalmente aislada de la anterior y en ella afloran los niveles basales de la Formación Láncara (dolomías masivas, dolomías grises tableadas y pizarrillas negras) de la escama de la Loma de Coledo, citada anteriormente; la estructura no se encuentra relacionada con ningún pliegue anticlinal que haya favorecido su formación por elevación de la superficie de cabalgamiento del manto (fig. 5, corte 6). Inmediatamente por encima de la superficie de cabalgamiento se sitúan areniscas blancas o rosadas y microconglomerados de matriz rojiza de la Formación Herrería, al igual que en todo el límite S de la ventana tectónica del Cueto Negro.

EL ORIGEN DEL AUTOCTONO DEL MANTO DE BODON EN LA VENTANA DEL CUETO NEGRO

Un problema interesante que se plantea en la ventana, es la determinación de la unidad a la que corresponden los materiales que afloran en su interior por debajo del manto de Bodón.

Por lo que respecta a las tres escamas desarrolladas en su flanco S, ya hemos indicado que debe tratarse simplemente de láminas aisladas arrastradas por el manto en su avance, como lo prueba la intensa tectonización que han sufrido, y su escaso desarrollo. Los materiales que afloran en el núcleo deben pertenecer sin embargo a una estructura mayor y representar en este punto el verdadero autóctono s.l. del manto de Bodón; por lo que respecta a su origen caben dos posibilidades: a) que re-

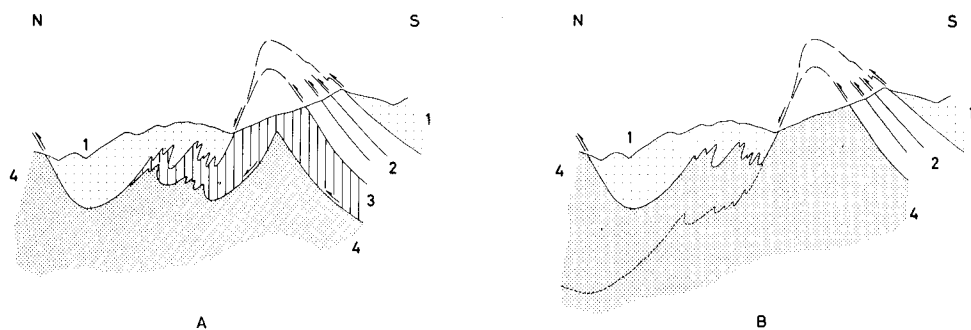


Fig. 8: Interpretación del autóctono relativo del manto de Bodón en la ventana del Cueto Negro: 1) manto de Bodón; 2) escamas secundarias; 3) escama de Forcada; 4) unidad de la Cuenca Carbonífera Central. En el corte B la línea de puntos representaría a la cuarcita ordovícica.

presenten a la escama de Forcada, que se sitúa por delante del manto de Bodón fuera de la zona cartografiada (ver EVERS 1967, mapa) y que aquí habría sido rebasada por él, tal como se representa en el corte II que acompaña al mapa general o en la fig. 8 A; b) que representen el paleozoico inferior de la unidad de la Cuenca Carbonífera Central (fig. 8 B).

Si bien en los cortes citados nos hemos inclinado por la primera de las hipótesis, esto no quiere decir que la segunda no sea perfectamente viable si se admite una elevación importante de la superficie de cabalgamiento del manto de Bodón en un trecho relativamente corto (en la ventana el manto cabalgaría a la cuarcita ordovícica y en su parte frontal al Westfaliense inferior).

Si bien es menos probable, teóricamente aún cabe la posibilidad de que la escama de Forcada se corresponda con las escamas desarrolladas en el flanco S de la ventana correspondiendo igualmente el núcleo a la Cuenca Carbonífera Central.

EL VALOR DEL DESPLAZAMIENTO DEL MANTO

La existencia de la ventana del Cueto Negro permite deducir el valor del desplazamiento del manto de Bodón en este sector; el desplazamiento aparente, medido sobre el mapa supera ya los 4 Km y de acuerdo con los cortes deducidos, no debe ser inferior a los 10 Km. Este valor contrasta con el deducido por EVERS (op. cit.) para el mismo manto inmediatamente al E de la zona cartografiada; en efecto, este autor supone que en estas fracturas el desplazamiento es predominantemente vertical, pero en estas condiciones la ventana tectónica del Cueto Negro sería ininterpretable.

LOS PLIEGUES

Dentro de la región estudiada se diferencian dos direcciones de plegamiento que dan lugar a un sistema entrecruzado. Ambas generaciones de pliegues son posteriores al emplazamiento de los mantos y se suceden en el tiempo; denominaremos para su descripción «pliegues longitudinales» a los primeros y «pliegues transversales» a los segundos.

LOS PLIEGUES LONGITUDINALES

Se trata de pliegues de radio muy amplio cuyo trazado en longitud se prosigue generalmente en grandes distancias; sus principales características y posición dentro del ámbito general de la Cordillera Cantábrica han sido ya precisadas en publicaciones anteriores (JULIVERT 1965, 1967 a; JULIVERT & PELLO 1967). Dentro de la región estudiada se diferencian varios de estos pliegues, todos ellos con características muy similares. El trazado axial sigue en general una dirección E-W, con una vergencia hacia el S más o menos marcada. Para su denominación hemos tenido en cuenta la nomenclatura propuesta por JULIVERT, PELLO & FERNANDEZ GARCIA (1968) para la región comprendida entre los Puertos de Leitariegos y Ventana, ya que en su mayor parte constituyen simplemente la prolongación hacia el E de los descritos por dichos autores (fig. 9).

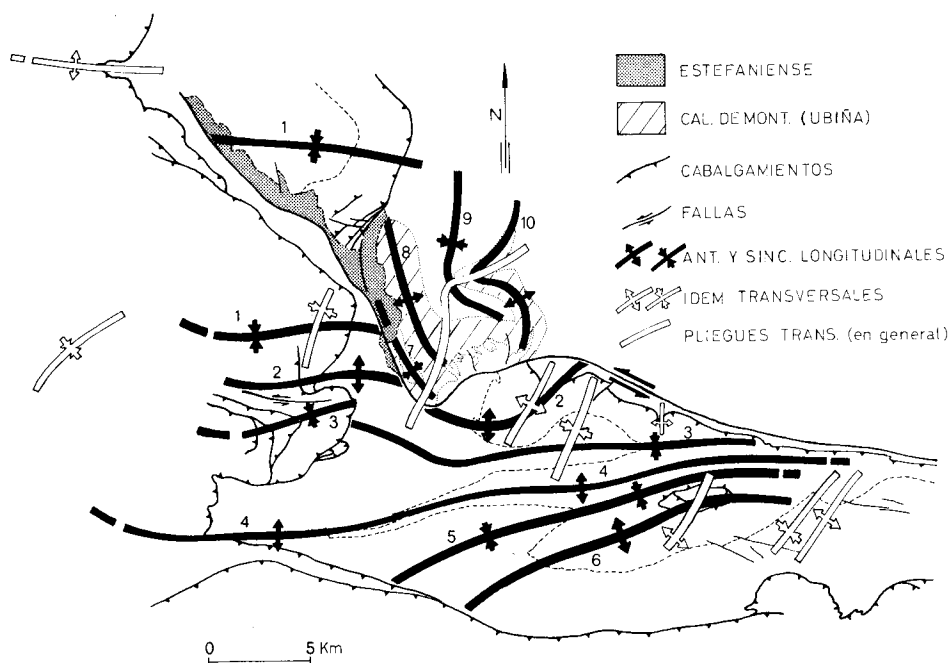


Fig. 9: Esquema tectónico del manto de La Sobia-Bodón mostrando el trazado de los pliegues posteriores a su emplazamiento. 1) sinclinal de los Lagos de Saliencia-Sobia; 2) anticlinal de los Puertos de Triana-Riospaso; 3) sinclinal de Torrebarrio-Pajares; 4) anticlinal de Hurgas-Valgrande. 5) sinclinal de Sena; 6) anticlinal de Cueto Negro; 7) sinclinal de La Cerrá; 8) anticlinal de Ubiña; 9) sinclinal de Agueria; 10) anticlinal de Peña Rueda.

El anticlinal de Valgrande constituye la prolongación oriental del anticlinal de Hurgas. En la zona de Las Conforçadas, al S de los Puertos de La Cubilla, se trata de un anticlinal muy cerrado, de plano axial subvertical en cuyo núcleo aflora intermitentemente la Formación Láncara debido a cabeceos del eje; más hacia el E se prosigue por el valle de Valgrande, para perder luego importancia en la zona de Pajares al afectar únicamente a los términos inferiores de la sucesión estratigráfica del manto de Bodón (Arenisca de La Herrería).

El sinclinal de Pajares constituye asimismo la prolongación del de Torrebarrio, si bien esta continuidad se ve rota en los alrededores de Genestosa; el pliegue continúa luego por San Emiliano, Pinos y Puertos de La Cubilla hasta el puerto de Pajares, donde presenta una vergencia S muy marcada (inclinándose su plano axial 45° al N que produce la espectacular inversión que presenta el frente del manto de Bodón en este sector.

Debido a las deformaciones posteriores (falla de León y pliegues transversales) la continuidad hacia el E del anticlinal de los Puertos de Triana y del sinclinal de los Lagos de Saliencia es menos ostensible. La prolongación del primero de estos pliegues no resulta difícil de deducir, a pesar de estas deformaciones, en el anticlinal de Riospaso. El segundo pliegue, el sinclinal de los Lagos, es desplazado hacia el N por la falla de León y su continuidad debe ser probablemente el sinclinal de La Sobia.

El sinclinal de Sena se prosigue claramente desde Sena de Luna hasta la cabecera del arroyo de Valgrande; a partir de este punto, hacia el E pasa a afectar únicamente al Cámbrico medio-inferior y se resuelve en forma de pliegues de menor importancia como lo son los apretados sinclinales y anticlinales situados inmediatamente al N de la ventana tectónica del Cueto Negro.

La característica más notable del anticlinal del Cueto Negro, el más meridional de los pliegues longitudinales reconocidos, la constituye sin duda el hecho de que por efecto de la erosión llegue a aflorar en su núcleo el autóctono relativo del manto de Bodón, en la ventana tectónica del Cueto Negro, ya descrita anteriormente; este hecho se relaciona también como más adelante veremos, con los pliegues transversales. El pliegue deja de manifestarse poco más al E probablemente no lejos de la citada estructura.

Los pliegues de la Cerrá, Ubiña, Agüeira y Peña Rueda, se sitúan ya dentro del autóctono del manto de la Sobia-Bodón, en la Cuenca Carbonífera Central; tanto su dirección general NW-SE como su marcada vergencia SW, que contrastan con las de los pliegues anteriormente citados, deben de haberse originado después de su formación por efecto de las deformaciones posteriores. En el cordal comprendido entre el Portillín y Cheturbio, al NW de Tuiza, se desarrollan varios pliegues menores asociados con los anteriores —y por tanto con sus mismas características— uno de los cuales se encuentra representado en la fig. 2.

LA EDAD DE LOS PLIEGUES LONGITUDINALES

Estos pliegues son sin duda posteriores al emplazamiento de los mantos; en la mayor parte de los cortes que acompañan este trabajo puede apreciarse que la superficie de cabalgamiento de los mantos se encuentra replegada por ellos.

Fuera de la zona estudiada, sin embargo, principalmente al N, los mantos evolucionan para dar lugar a pliegues. Es probable que los pliegues longitudinales se hayan originado después de la formación de los mantos, pero no mucho después, de forma que resulta imposible precisar cuando termina un fenómeno y comienza el otro. Naturalmente debe admitirse que en un primer momento de la deformación predominan los mantos y que a este sucede otro en el que predomina la formación de pliegues.

La fase principal de formación de estos pliegues debe ser intrawestfaliense, no obstante el Estefaniense manifiesta pliegues de orientación longitudinal y a veces ocupa los núcleos de sinclinales longitudinales de modo que el plegamiento continúa aún manifestándose después de que el Estefaniense se deposita discordante sobre ellos.

LOS PLIEGUES TRASVERSALES Y SUS INTERFERENCIAS CON LOS PLIEGUES LONGITUDINALES

Del trazado cartográfico de los pliegues longitudinales anteriormente descritos se deduce en varias localidades la existencia de deformaciones importantes en sus ejes y planos axiales; estas deformaciones parecen estar originadas por la interferencia de una nueva generación de pliegues que se superponen transversalmente a los primeros, y que se han denominado por ello pliegues transversales. La existencia de estos pliegues se ha podido comprobar en toda la región estudiada y se completa con los datos obtenidos por otros autores en regiones próximas (JULIVERT, PELLO & FERNANDEZ-GARCIA 1968). Las relaciones de edad que guardan con los pliegues longitudinales y su distribución general serán discutidas más adelante. Las estructuras originadas por esta superposición pueden ser reducidas a dos modelos de interferencia distintos, como veremos a continuación.

LOS PLIEGUES ENTRECRUZADOS A LO LARGO DEL SINCLINAL DE TORREBARRIO-PAJARES

Al tratar de los pliegues longitudinales se citaron ya las principales características del sinclinal de Torrebarrio-Pajares. El eje de este pliegue sigue una dirección E-W y se hunde moderadamente hacia el W; su plano axial es subvertical, con una ligera vergencia hacia el S que se acentúa mucho en el sector de Pajares. No obstante, a lo largo de su trazado, sus flancos sufren ensanchamientos y estrechamientos anómalos en un pliegue con las características citadas. En especial, en las zonas de los puertos de La Cubilla y los Gavilanes experimenta dos ensanchamientos importantes que dan lugar a estructuras próximas a cubetas; el fenómeno contrario, es decir, de aproximación de los flancos, se observa al W de los Puertos de La Cubilla y en Vegaviesga (fig. 10). Al ser la superficie de despegue del manto de Bodón paralela a la estratificación, su trazado cartográfico acusa también estas deformaciones (ver mapa).

Las dos primeras estructuras se interpretan fácilmente por interferencia del sinclinal longitudinal citado con pliegues sinclinales transversales; del mismo modo, los estrechamientos estarían originados por su interferencia con anticlinales transversales.

Estructuras del mismo orden han sido descritas por diversos autores, entre ellos RAMSAY, como originadas por la interferencia de pliegues de distinta generación cuyas relaciones geométricas cumplen unas determinadas condiciones (RAMSAY, 1967, pp. 521). En este caso las relaciones geométricas entre pliegues longitudinales y transversales hacen que el modelo de interferencia sea asimilable al «tipo 1» propuesto por el citado autor, dado que el ángulo entre sus ejes es desde luego mayor de cero y sus planos axiales son subverticales.

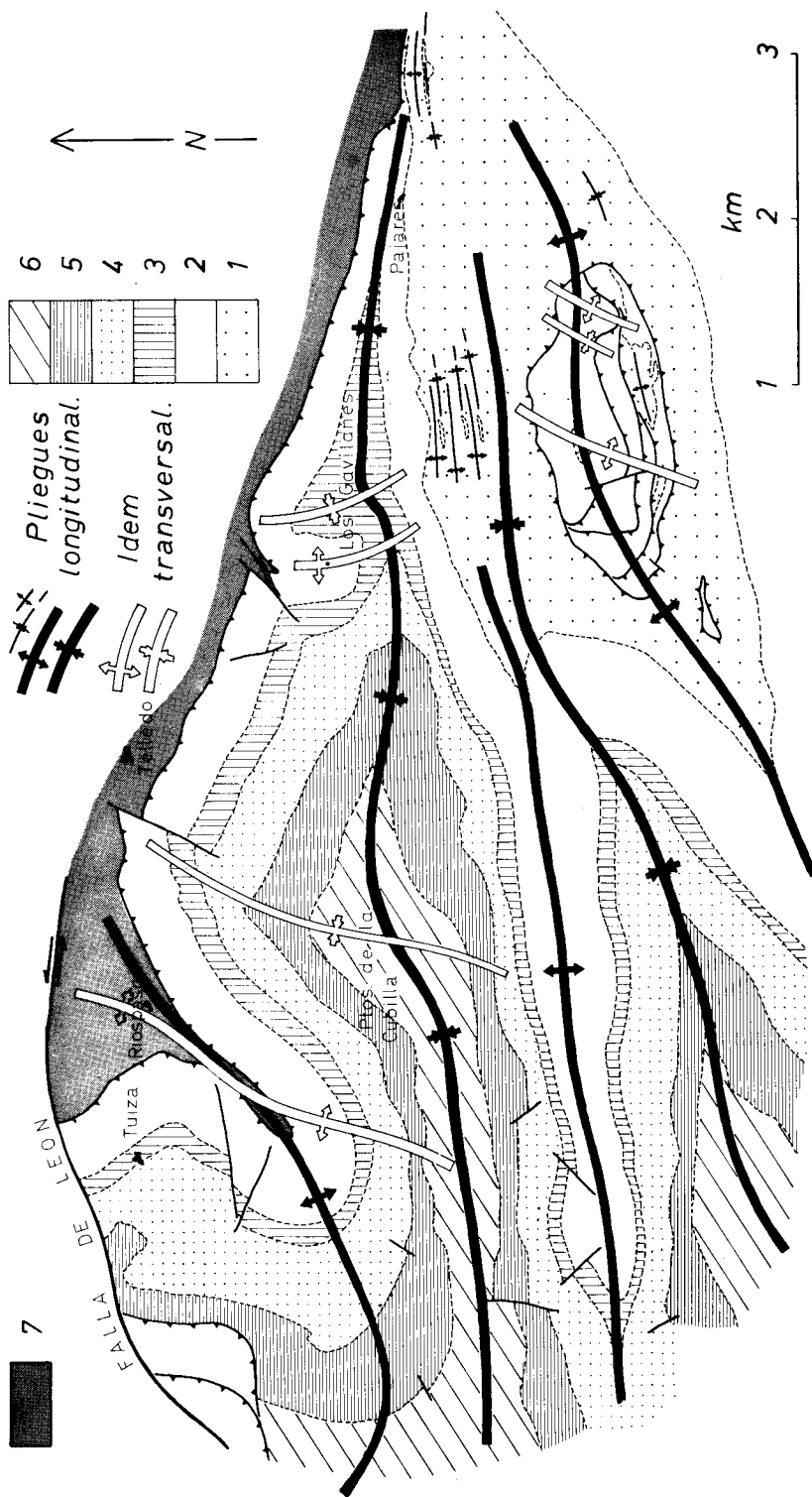


Fig. 10: Disposición de los pliegues transversales entre los puertos de la Cubilla y Pajares.
 1) Arenisca de La Herrería. 2) Cámbrico Medio - Ordovícico inferior. 3) Silúrico. 4) Devónico.
 5) Caliza de Montaña. 6) Formación San Emiliano.

LOS PLIEGUES ENTRECruzADOS EN LA ZONA DE PEÑA UBIÑA.

Como ya indicamos anteriormente, en la zona situada entre Peña Ubiña y Peña Rueda se localizan varios pliegues longitudinales, aunque sus características difieren de las del resto de los pliegues de esta clase; su trazado sigue una dirección aproximada NW-SE, sus ejes se hunden hacia el N o NW, y presentan un vergencia hacia el SW muy marcada (concretamente, el plano axial del sinclinal de la Cerrá se inclina unos 45° hacia el NE, y lo mismo sucede con los de los pliegues menores desarrollados en el cordal que va desde Peña Ubiña a Peña Llana, sobre Tuiza). El replegamiento del eje del anticlinal de Peña Rueda, así como el de los sinclinales de Agüeria y Peña Ubiña se deduce sin dificultad del trazado cartográfico de la Caliza de Montaña en esta zona, de forma que puede dibujarse fácilmente un pliegue transversal desde Peña Rueda a Peña Ubiña (fig. 9). En este caso, la fuerte vergencia hacia el SW de los pliegues longitudinales hace que se origine un modelo de interferencia distinto al anteriormente descrito; en efecto, las relaciones geométricas entre ambas generaciones de pliegues varían sustancialmente al disminuir el ángulo que forma la normal al plano axial de los primeros pliegues con la línea perpendicular al eje de los segundos contenida en su plano axial, que sería prácticamente vertical (ver RAMSAY, op. cit.) El modelo de interferencia coincide con el «tipo 2» de RAMSAY.

Esta deformación afecta también a la falla de León, que en la cartografía describe un apretado giro alrededor de Peña Ubiña, donde coincide con el citado pliegue transversal; en el supuesto de que fuese posible eliminar esta deformación, es obvio que la citada fractura tendría un trazado más rectilíneo, al mismo tiempo que los pliegues longitudinales de este sector pasarían a tener un trazado aproximadamente E-W.

Estas relaciones entre las distintas estructuras son de gran importancia para la determinación de su edad relativa; de lo dicho anteriormente se deduce que la falla de León es al menos en parte posterior a los pliegues longitudinales (corta a la superficie de cabalgamiento del manto de Bodón-Sobia ya verticalizada por efecto de estos pliegues), y anterior a los pliegues transversales que la deforman (MARCOS 1968). Más adelante discutiremos ampliamente estas relaciones.

LOS PLIEGUES TRANSVERSALES EN EL RESTO DE LA REGION ESTUDIADA

En la zona de Peña Lasa, en el extremo oriental de la región estudiada, la cartografía permite deducir la existencia de dos de estos pliegues (fig. 9 y mapa); si bien la relación que guardan con los pliegues longitudinales mayores no se muestra claramente, los ejes de los pliegues menores desarrollados en las dolomías y calizas de la Formación Láncara entre las localidades de Camplongo y Busdongo (ver mapa detallado) sufren cambios acusados en su dirección. Por tanto aquí se manifiesta también la deformación causada en los ejes de los pliegues de la primera generación (estos pliegues menores serían subsidiarios de los longitudinales, ya que en toda la región estudiada no se han localizado pliegues en relación con el emplazamiento del manto), por efecto de la superposición de un nuevo sistema de

pliegues. En este caso los pliegues transversales se muestran perfectamente separados de los anteriores, ya que no interfieren con ninguna forma mayor de ellos y es posible apreciar que se trata de pliegues laxos de trazado corto y plano axial subvertical, pues su simetría es muy acusada.

A la luz de estos datos, la ventana tectónica del Cueto Negro puede ser interpretada como un domo originado por la interferencia de un pliegue anticlinal de dirección NNE-SSW con el anticlinal longitudinal del Cueto Negro (Fig. 9), de hecho se ha podido comprobar la existencia de pliegues transversales con la dirección citada (fig. 5, corte 6), que se acusan también en la cartografía e incluso se han podido medir en el campo ejes de pliegues menores con esta dirección desarrollados en las dolomías de la Formación Láncara, dentro de la citada ventana. El modelo de interferencia es igual al primero de los descritos anteriormente.

Otra estructura interesante originada por la interferencia de ambos sistemas de pliegues se localiza al S de Riospaso; entre esta localidad y El Campo la superposición de dos pliegues anticlinales da lugar a un repliegamiento del manto de Bodón que origina una forma que podría parecer una semiventana tectónica. Si bien el anticlinal longitudinal podría haber originado un «entrante» de cierta importancia en el frente cartográfico del manto, no hay duda de que la superposición del pliegue transversal ha exagerado notablemente esta estructura hasta originar la forma casi cerrada que hoy se observa. En este caso la interferencia produce una estructura que se corresponde también con el «tipo 2» de RAMSAY.

Por último, puede señalarse también la existencia de pequeños pliegues transversales en la formación San Emiliano, entre Torrebarrio y Candemuela (fig. 11).

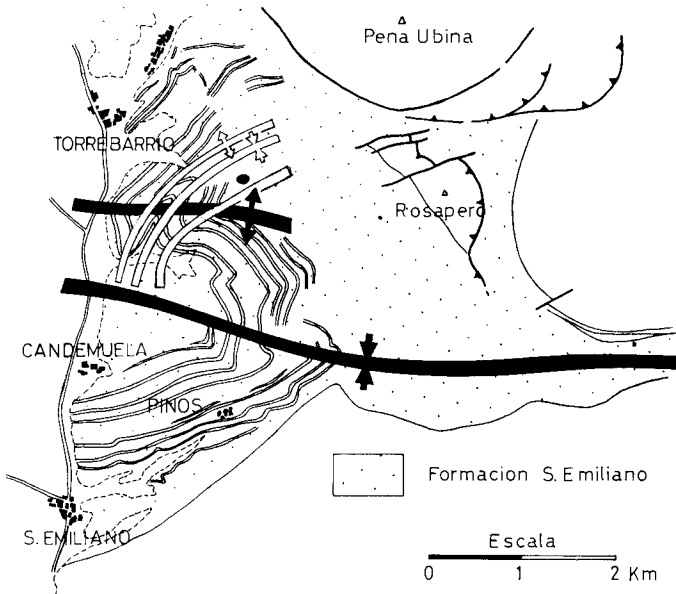


Fig. 11: Pequeños pliegues transversales en los alrededores de S. Emiliano.

De los ejemplos anteriormente expuestos de pliegues entrecruzados se deduce que los pliegues transversales suceden a los longitudinales, a los que deforman. No obstante la separación no es absoluta; los pliegues transversales debieron de empezar a manifestarse cuando los longitudinales estaban aún formándose. Esta hipótesis se fundamenta en el hecho de que en algunos de los lugares donde se produce la superposición parecen existir interferencias mutuas, como se deduce de la observación de los pliegues transversales en la zona de Ubiña (fig. 9) y a menos escala, en los de la cuenca de San Emiliano (fig. 11).

Por lo que respecta al modo como estos pliegues afectan a los mantos, hay que señalar que en la región estudiada los pliegues longitudinales afectan poco al frente del manto —lo cual ha conducido a EVERS (1967) a considerar ambas deformaciones simultáneas—, pero en otras zonas donde el paralelismo entre el trazado de los pliegues y el del frente cartográfico del manto se pierde, este frente dibuja las terminaciones periclinales de los pliegues (JULIVERT 1965, 1967 *a, b*; JULIVERT *et al.* 1968); los pliegues transversales deforman también el trazado cartográfico del manto, menos espectacularmente, pero es posible que en determinados puntos, como sucede en la estructura descrita al S de Ricabo, lleguen a exagerar las terminaciones periclinales de los primeros pliegues haciendo más cerrado el trazado del manto.

LA FALLA DE LEÓN

Las principales características de este accidente han sido ya resumidas en una publicación anterior (MARCOS 1968) y procederemos ahora a su descripción dentro del sector cartografiado. El trazado de la falla sigue una dirección aproximada ESE-WNW desde las inmediaciones de Campuzongo hasta la Peña del Castillo, al N de Riospaso; a lo largo de todo este sector la fractura pone en contacto los niveles de pizarras carboníferas con intercalaciones de calizas (estas últimas han llegado a ser explotadas en el sector de Arbás del Puerto) (Westfaliense bajo ?) sobre los que descansa el manto de Bodón, con materiales carboníferos más modernos (Westfaliense C). A pesar de esto el contacto no resulta difícil de precisar, al menos a escala cartográfica; si bien en la cartografía se ha representado en este sector la falla de León como una única línea, en muchos puntos parecen existir varias fracturas paralelas asociadas a ella.

A partir de la Peña del Castiello la falla toma paulatinamente una dirección ENE-WSW hasta las laderas meridionales de Peña Ubiña; si bien a todo lo largo del valle que asciende hacia el W desde Tuiza de Arriba los depósitos glaciares impiden su observación, su trazado no deja lugar a dudas, ya que cerca del primero de los lugares citados corta espectacularmente la superficie de cabalgamiento del manto de Bodón y al pié de Peña Ubiña pone en contacto los niveles devónicos de la Formación La Vid con los carboníferos de la Formación San Emiliano, pudiendo establecerse este contacto en el campo con precisión. Por otra parte, la naturaleza de los materiales que afloran en las laderas opuestas del citado valle glaciar es muy distinta, como se muestra en la cartografía.

Desde este último punto la falla forma un apretado codo alrededor de Peña Ubiña y se continúa hacia el NW con pocas variaciones, siendo más sencilla la deducción de su trazado debido a que el Estefaniense la va jalando de un modo continuo. La fractura parece amortiguarse hasta desaparecer en el interior de la cuenca carbonífera de Teverga; un estudio detallado de la estructura de esta cuenca podría aportar los datos necesarios para explicar satisfactoriamente este hecho, ya que en ella existen pliegues, tales como los que se sitúan en las cercanías de Alesga y Fresnedo, cuyo trazado no parece en consonancia con ninguna de las direcciones de plegamiento anteriormente descritas y cuya dirección de flujo parece relacionarse con el movimiento de la falla. De hecho, esta no se prosigue más al N de esta cuenca (PELLO, comunicación personal).

Por tanto, la falla de León corta a la superficie de cabalgamiento verticalizada (por efecto de los pliegues longitudinales) del manto de Bodón en el sector de Tuiza, que reaparecería al otro lado de ella varios km más al NW, entre Páramo y Puerto Ventana. Tanto este hecho como la dislocación que produce en el trazado de los grandes pliegues longitudinales permiten deducir un desplazamiento importante según la dirección del plano de falla (strike-slip), que desplazaría el bloque N hacia el W y el S hacia el E.

Asimismo, teniendo en cuenta las diferencias existentes en la sucesión estratigráfica del manto de La Sobia-Bodón inmediatamente a uno y otro lado de ella, se deduce la existencia de una desnivelación vertical muy importante. En efecto, la sucesión estratigráfica presente en el manto de La Sobia es más completa que la que existe en el extremo W del manto de Bodón pero menor que la que presenta el manto de Somiedo (JULIVERT et al., 1968). La no coincidencia entre el Devónico del manto de La Sobia y del de Bodón podría explicarse admitiendo una elevación del bloque N de la falla, elevación que permitiría la erosión de una parte frontal del manto de La Sobia (situada por delante de su actual frente cartográfico) paleogeográficamente similar al manto de Bodón. Esto restaría importancia a la componente de movimiento según la dirección del plano de falla, ya que en parte el desplazamiento que hoy se observa podría ser un efecto cartográfico y aún sería posible en teoría que el «strike-slip» tuviese un sentido contrario al que parece deducirse en la actualidad.

La inflexión que presenta la falla en la zona de Peña Ubiña habría sido producida con posterioridad por la superposición de un pliegue transversal. La historia de la falla no acaba sin embargo con esta deformación ya que durante el Estefaniense sufre una importante removilización ahora principalmente con elevación del bloque S, lo cual produce un empotramiento de materiales de esta edad contra la superficie de falla en el bloque N. Este no debió ser el único movimiento experimentado por la falla en esta época ya que localmente se sitúan materiales probablemente estefanienses en el bloque S de la falla y cortados por ella, como puede verse al N de Torrebarrio; la naturaleza de estos materiales difiere como ya hemos señalado del Estefaniense B-C clásico del otro lado de la falla, ya que los conglomerados están constituidos en su mayor parte por cantos de calizas en vez de ser de naturaleza cuarcítica. El establecimiento de la edad de estos materiales podría permitir precisar algo más sobre los movimientos tardíos de la falla.

De lo anteriormente dicho se deduce que es el manto la primera estructura que se origina a lo largo de la evolución tectónica de la región, cuya edad debe ser posterior al Westfaliense inferior que constituye el material cabalgado. Este hecho se repite en todo el sector S de la Cordillera Cantábrica, donde estos mantos nunca se superponen a niveles superiores a la formación San Emiliano; la mayor parte de los autores que han realizado estudios en este sector coinciden en relacionar su emplazamiento con la «fase palentina» o de Curavacas (KANIS 1956; WAGNER 1960) entre Westfaliense A y B (De SITTER 1959, 1961, 1965; KOOPMANS 1962; WAGNER 1963, 1966...). Esto parece estar en desacuerdo con lo que sucede en el sector oriental de la Cordillera, donde estos mantos cabalgan un Westfaliense más alto (JULI-VERT, 1965, 1967 *a*).

En estas condiciones debe admitirse que el emplazamiento de los mantos debió tener lugar a lo largo de un período de tiempo dilatado que abarcaría prácticamente a todo el Westfaliense, por lo cual debe asignárseles una edad intrawestfaliense sin más precisiones. El conglomerado de Curavacas podría relacionarse con un primer momento de emplazamiento de mantos subaéreos en la región oriental, mientras que estos mantos serían submarinos en el sector S de la Cordillera. El emplazamiento sería anterior al Westfaliense D alto-Estefaniense A que se ha visto que los fosiliza en diversas regiones.

Por lo que respecta a los pliegues longitudinales (E-W en general para el sector S) la mayor parte de los autores relacionan su formación con la fase astúrica (COMTE 1959; DE SITTER 1959, 1961, 1965; KOOPMANS 1962; WAGNER 1963, 1965...); sin embargo estos pliegues o por lo menos las primeras manifestaciones, pueden estar poco separadas en el tiempo del momento de emplazamiento de los mantos. En la región situada al W de la Cuenca Carbonífera Central, los mantos del sector S de la Cordillera (Unidades de Somiedo-Correcilla y de La Sobia-Bodón) evolucionan hacia el N dando lugar a pliegues; más al S, sin embargo, los pliegues longitudinales deforman claramente a los mantos. Puede pensarse pues que la deformación que empezó dando lugar a mantos en el sector S y a pliegues más al N continuó en toda la región dando lugar a pliegues. La fase principal de plegamiento sería anterior al depósito del Estefaniense B-C, pero el hecho de que estos materiales ocupen en determinados lugares los núcleos de pliegues longitudinales, indica que el plegamiento continúa aún después del depósito de este.

Los pliegues transversales, que parecen disponerse en abanico a todo lo largo de la Cordillera Cantábrica, serían algo posteriores a los longitudinales, ya que los deforman, pero el hecho de que interfieran mutuamente indica que se originaron cuando los longitudinales no habían acabado de formarse; estos pliegues transversales pueden interpretarse como una respuesta a la necesidad de acortamiento transversal que experimentan los mantos al desplazarse hacia zonas cada vez más cerradas del «arco asturiano». En la región estudiada, la falla de León separa en el tiempo ambas generaciones de pliegues, en efecto este accidente corta a los pliegues longitudinales y es deformado por los transversales, lo cual permite establecer la

edad relativa de su movimiento principal con cierta precisión. La evolución tectónica comienza pues, en el Westfaliense inferior y se sucede hasta el depósito del Estefaniense B-C, que se ve aún afectado por movimientos póstumos.

BIBLIOGRAFIA

- BUDINGER, P. & KULLMANN, J., 1964.—Zur Frage von Sedimentations unterbrechungen in Goniatiten-und Conodonten-führenden Oberdevon und Karbon des Kantabrischen Gebirges (Nordspanien). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, vol. 7, pp. 414-429, 2 fig., Stuttgart.
- COMTE, P., 1959.—Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique. *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. 60, pp. 1-440, 6 fig., 1 map., Madrid.
- EVERS, H. J., 1967.—Geology of the Leonides between the Bernesga and Porma rivers, Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, t. 41, pp. 83-151, 77 fig., 5 lám. f.t., Leiden.
- GARCIA FUENTE, S., 1952.—Geología del Concejo de Teverga (Asturias). *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. 64, pp. 345-356, 8 fig., 3 lám. cortes, 11 lám. fósiles, 50 fotos, 1 map., Madrid.
- GARCIA FUENTE, S., 1959.—Explicación de la hoja n.º 77 (La Plaza) (Teverga) Asturias. Mapa Geol. de Esp. escala 1:50.000. *Inst. Geol. Min. Esp.*, n. 305 H, 1 vol., 68 pp., 8 fig., 81 fotos, 14 lám. fósiles, 1 lám. cortes, 1 map. f.t., Madrid.
- GINKEL, A. C. VAN., 1965.—Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain). Part I.—Systematic Paleontology of Spanish fusulinid faunas. Part II.—Spanish carboniferous fusulinid and their significance for correlation purposes. *Leidse Geol. Meded.* vol. 34, part 1, pp. 1-170, 1 fig.; part II, pp. 173-225, 13 fig. 2 lám. f.t., 5 apéndices (an. V, con 53 lám. fósiles), Leiden.
- HIGGINS, A. C., WAGNER-GENTIS, C. H. T. & WAGNER, R. H., 1964.—Basal Carboniferous strata in part of Northern Leon, NW. Spain: Stratigraphy conodont and goniatite faunas. *Bull. Soc. Belge. Geol.*, t LXXII, fasc. 2, pp. 205-248, 5 lám., 5 fig., Bruselas.
- JULIVERT, M., 1965.—Sur la tectonique hercynienne à nappes de la Chaîne cantabrique (étude géologique de la région à l'Est du bassin central. Espagne). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, t 7. (7.ª ser.), n.º 4, pp. 644-651, 2 fig., Paris.
- JULIVERT, M., 1967 a.—La ventana tectónica del río Color y la prolongación septentrional del manto del Ponga (Cordillera Cantábrica, España). *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, n. 1, pp. 1-26, 3 fig., 1 map., Oviedo.
- JULIVERT M., 1967 b.—La ventana del Río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga. *Trabajos de Geol.*, n.º 1, Fac. de Ciencias Universidad de Oviedo, pp. 59-76, 5 fig., 1 map., Oviedo.
- JULIVERT, M., MARCOS, A., PHILIPPOT, A. & HENRY, J. L., 1968.—Nota sobre la extensión de las pizarras ordovícicas al E de la Cuenca Carbonífera Central de Asturias. *Breviora Geol. Asturica*, añ XII, n.º 4, pp. 1-4, 1 fig., Oviedo.
- JULIVERT, M. & PELLO, J., 1967.—Las dos etapas principales de deformación hercyniana en la Cordillera Cantábrica y el trazado de sus estructuras. *Acta Geol. Hispánica*, año II, n.º 4, pp. 77-81, 2 fig. Barcelona.
- JULIVERT, M., PELLO, J. & FERNANDEZ-GARCIA, L., 1968.—La estructura del manto de Somiedo. *Trabajos de Geol.*, n. 2, Fac. de Ciencias, Univ. de Oviedo.
- KANIS, J., 1956.—Geology of the eastern zona of the Sierra del Brezo (Palencia, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, t 21, pp. 377-445, 27 fig., 3 lám., 1 map. y 2 lám. f.t., Leiden.
- KOOPMANS, B. N., 1962.—The sedimentary and structural history of the Valsurvio Dome, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, t. 26, pp. 121-232, 38 fig., 5 láms. f.t., Leiden.
- KEGEL, W., 1929.—Das Gotlandium in den Kantabrischen Kettern Nordwestpaniens. *Zeitsch. dt. Geol. Ges.*, 81, pp. 35-62, 9 fig., 2 lám., Stuttgart.
- LOTZE, F. & SDZUY, K., 1961.—Das Kambrium Spaniens. *Akad. Wiss. Lit. Mainz., Abh. Math. Naturw. Kl., Jahrg 1961*, n. 6, pp. 283-498, 48 fig., 12 tbl.; n. 7, pp. 499-594, 23 fig., 15 lám.; n.º 8, pp. 595-693, 30 fig., 19 lám., Wiesbaden.
- LLOPIS LLADO, N., 1955.—Estudio geológico del reborde meridional de la cuenca carbonífera de Asturias. *Pirineos*, año X, n.º 31-32, pp. 33-177, 30 fig., 11 lám., 1 mapa en color, Zaragoza.

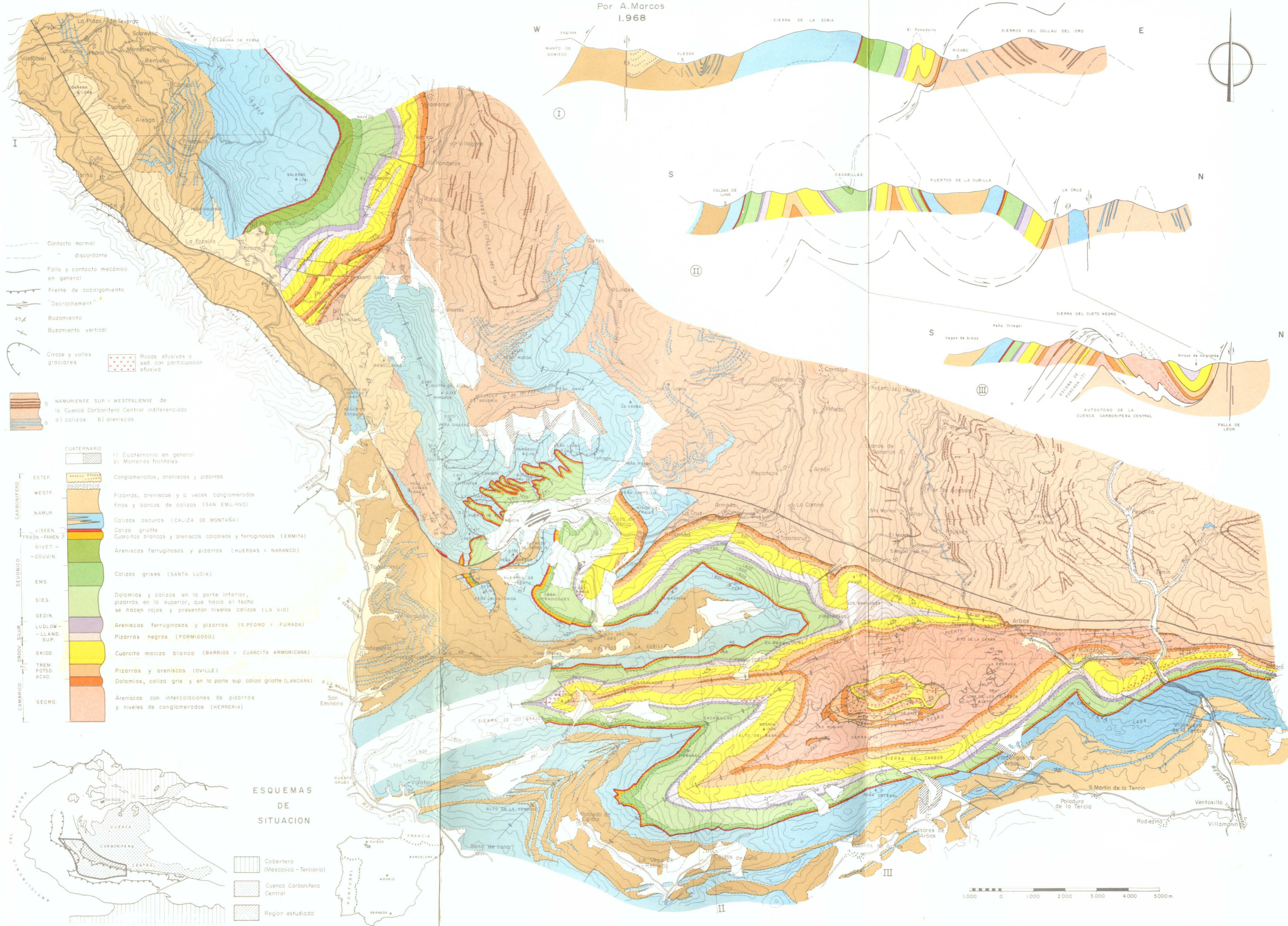
- MARCOS, A., 1968.—Nota sobre el significado de la «Leon line». *Breviora Geol. Astúrica*, año XII, n.º 3, pp. 1-5, 1 fig., Oviedo.
- MARTINEZ ALVAREZ, J. A., CARPIO, V., GUTIERREZ CLAVEROL, M., MARCOS, A. & VARGAS, I., 1968.—Nota sobre las características estructurales de la zona de «Cueto Negro» (Cordillera Cantábrica). *Acta Geol. Hisp.*, t. III, n.º 2, pp. 25-28, 2 fig., Barcelona.
- PELLO, J., 1968.—Sobre la existencia de Devónico superior en la región central de Asturias y los problemas que plantea el contacto Devónico-Carbonífero al W de Oviedo. *Breviora Geol. Astúrica*, año XII, n.º 3, pp. 11-16, 2 fig., Oviedo.
- 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. Fr.*, fasc. 4, pp. 156-157, París.
- RACZ, L., 1966.—Carboniferous calcareous algae and their associations in the San Emiliano and Lois-Ciguera Formations (Prov. León, NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, t. 31, pp. 1-112, 25 fig., 13 lám., 1 tb., 1 lám. f.t., Leiden.
- RAMSAY, J. G., 1967.—Folding and fracturing of rocks. 1 vol., 568 pp. *McGraw-Hill Book Co.*, Londres.
- SITTER, L. U. De., 1959.—The Río Esla nappe in the zone of Leon of the Asturian Cantabric Mountain Chain. *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, n.º 56, pp. 3-24, 6 fig., Madrid.
- SITTER, L. U. De., 1960.—Crossfolding in non-metamorphic of the Cantabrian Mountains and in the Pyrenees. *Geol. en Mijnbouw*, Jar 22, n.º 39, pp. 189-194, 6 fig., Grahvnhage.
- SITTER, L. U. De., 1961.—Establecimiento de las épocas de los movimientos tectónicos durante el Paleozoico en el cinturón meridional del orógeno cántabro-astur. *Notas y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, n.º 61, pp. 51-61, Madrid.
- SITTER, L. U. De., 1962.—The structure of the Southern slope of the Cantabrian Mountains. *Leidse Geol. Meded.*, vol. 26, pp. 255-264, 3 lám. f.t., Leiden.
- SITTER, L. U. De., 1965.—The hercynian Cantabrian orogene. *Mem. Geopal. Univ. Ferrara*, vol. 1, fasc. 3, n.º 9, pp. 211-225, 4 fig.,
- SMITS, B. J., 1965.—The Caldas Formation, a New Devonian unit in León (Spain). *Leidse Geol. Meded.*, t. 31, pp. 179-187, 6 fig., Leiden.
- SJERP, N., 1967.—The Geology of the San Isidro-Porma área (Cantabrian Mountains, Spain). *Leidse Geol. Meded.*, vol. 39, pp. 55-128, 62, fig., 2 lám., 1 map. y 2 lám. f.t., Leiden.
- SOLER, M., 1967.—Evolución longitudinal del cabalgamiento de Peña Sobia (Asturias). *Acta Geol. Hispánica*, Año. 2, n.º 4, pp. 82-84, 2 fig., Barcelona.
- VEEN, J. VAN., 1966.—The tectonic and stratigraphic history of the Cardano área, Cantabrian Mountains (NW, Spain). *Leidse Geol. Meded.* vol. 35, pp. 45-104, 39 fig., 1 map., 1 lám. f.t., Leiden.
- WAGNER, R. H., 1955.—Rasgos estratigráfico-tectónicos del Paleozoico superior de Barruelo (Palencia). *Est. Geol.*, t. 11., n.º 26, pp. 145-202, 2 fig., 5 lám., Madrid.
- WAGNER, R. H., 1959.—Flora fósil y estratigrafía del Carbonífero de España NW y Portugal N. *Estudios Geol.*, vol. 15 (homenaje a M. San Miguel de la Cámara), pp. 393-420, 6 fig., Madrid.
- WAGNER, R. H., 1960.—Middle Westphalian floras from northern Palencia (Spain) (in relation with the Curavacas phase of folding). *Estudios Geol.*, vol. 16, n.º 2, pp. 55-92, 25 fig., Madrid
- WAGNER, R. H., 1962 a.—Discordancia bretónica en el NE de Palencia (España), *Notas y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, n.º 67, pp. 17-24, 2 fig., Madrid.
- WAGNER, R. H., 1962 b.—An Upper Westphalian flora from the Mine «Inés», near the Pass of Pajares, on the leonese-asturian boundary (NW, Spain). *Not. y Com. I. G. M. E.*, n.º 68, pp. 79-102, 5 lám., Madrid.
- WAGNER, R. H., 1962.—A brief review of the stratigraphy and floral succession of the Carboniferous in NW Spain. *C. R. IVe Congr. Av. Etud. Strat. Géol. Carbonif.*, t.3, pp. 753-762, lám. 12-16, Heerlen.
- WAGNER, R. H., 1963.—A genral account of the Palaeozoic Rocks between the Rivers Porma and Bernesga (León, NW, Spain). *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, t.74, pp. 163, 33 fig., Madrid.
- WAGNER, R. H., 1965.—Paleobotanical dating of Upper Carboniferous folding phases in NW Spain. *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. 66, pp. 1-169, 1 fig., 77 lám., Madrid.

- WAGNER, R. H., 1966.—El significado de la flora fósil en la estratigrafía del Carbonífero Superior. *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)* t. 64, pp. 203-208, Madrid.
- ZAMARREÑO, I. & JULIVERT, M., 1967.—Estratigrafía del Cámbrico del oriente de Asturias y estudio petrográfico de las facies carbonatadas. *Trabajos de Geol.*, n.º 1, Fac. de Ciencias, Univ. de Oviedo, pp. 135-163, 7 fig., 8 lám., Oviedo.

MAPA GEOLOGICO DE LA REGION COMPRENDIDA ENTRE LOS PUERTOS DE VENTANA Y PAJARES

CORDILLERA CANTABRICA

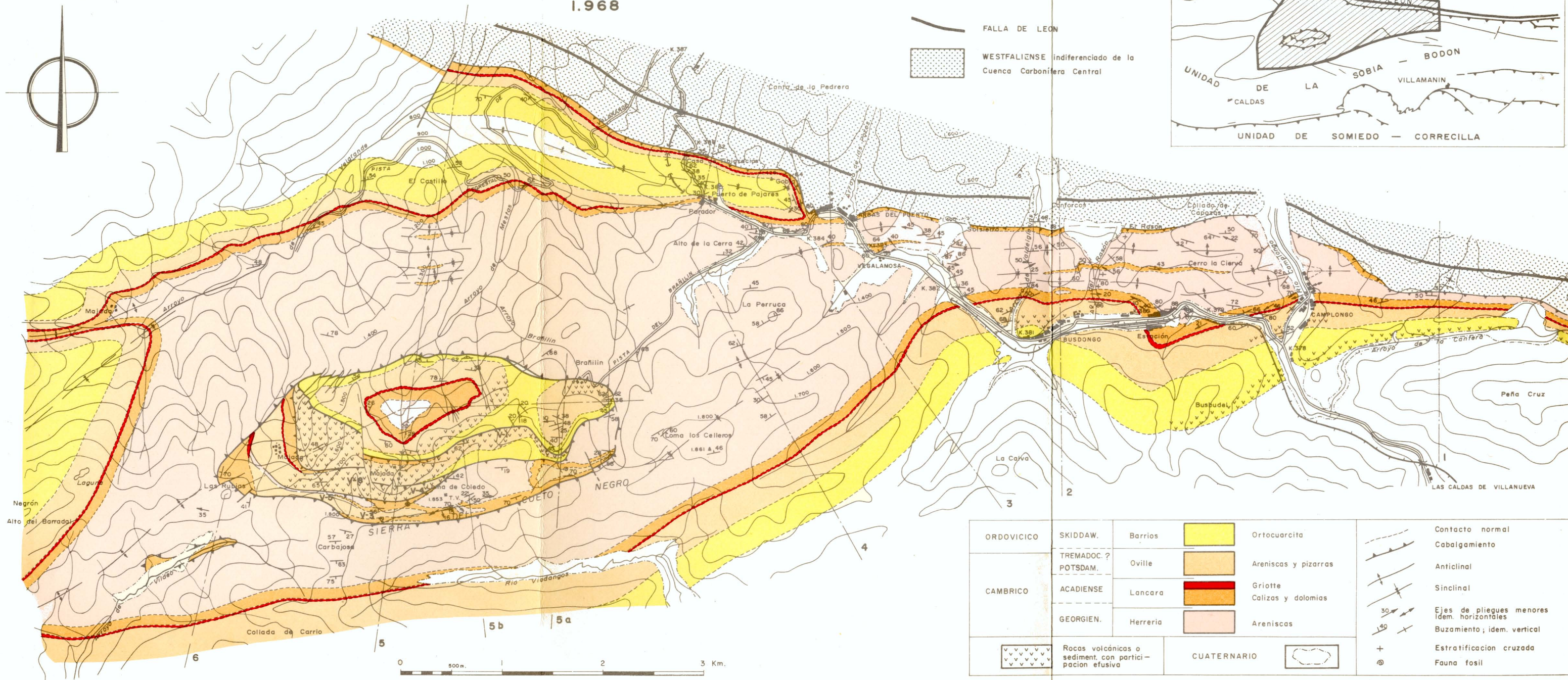
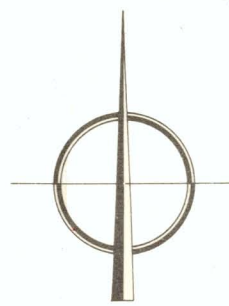
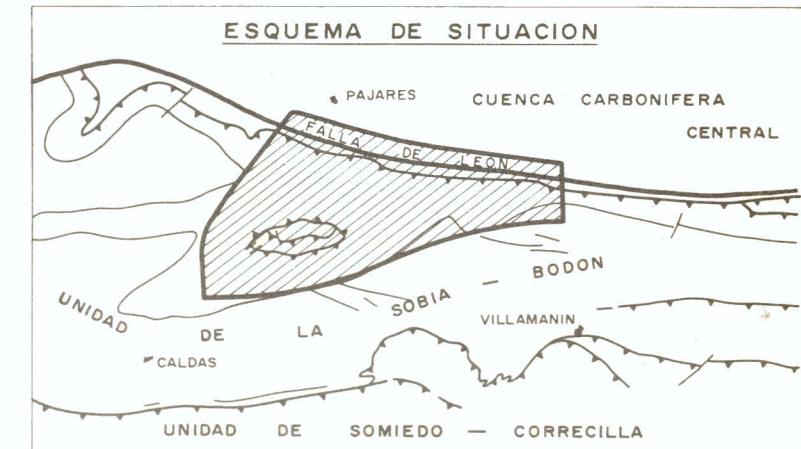
Por A. Marcos
1.968



MAPA GEOLOGICO DEL SECTOR DEL PUERTO DE PAJARES Y SIERRA DEL CUETO NEGRO

Por A. MARCOS — (Con la colaboración de L. LOBATO)

1.968



ORDOVICICO	SKIDDAW.	Barrios		Ortocuarcita		Contacto normal
	TREMADOC. ? POTSDAM.	Oville		Areniscas y pizarras		
CAMBRICO	ACADIENSE	Lancara		Griotte		Anticlinal
	GEORGIEN.	Herreria		Calizas y dolomias		Sinclinal
				Areniscas		Ejes de pliegues menores Idem. horizontales
				Rocas volcánicas o sediment. con partici- pacion efusiva		Buzamiento; idem. vertical
				CUATERNARIO		Estratificacion cruzada
						Fauna fosil