

LA ESTRUCTURA DEL MANTO DE SOMIEDO (CORDILLERA CANTABRICA)

POR

M. JULIVERT, J. PELLO Y L. FERNANDEZ-GARCIA (*)

ABSTRACT

A structural analysis of the Somiedo Nappe shows it to have suffered a translation of at least 6 km with Middle Cambrian Láncara Formation thrust upon Lower Westphalian rocks. Some 3.000 m of strata separate these two stratigraphic horizons. The ages of rocks in the Somiedo Nappe range from Cambrian (i. e. Láncara Formation, Upper Georgian - Acadian) to early Upper Carboniferous (Namurian), the total succession being continuous with the exception of stratigraphic breaks in the Upper Devonian and Tournaisian. The highest Devonian rocks consist of sandstones which are thicker in the western part of the area, where a more continuous sedimentation obtained, and thinner in the eastern part where only the uppermost transgressive horizon is represented (1 m thick) or the sandstone becomes absent altogether. Fig. 2 illustrates the thickness distribution of these sandstones. The Tournaisian, always very thin in the Cantabrian Cordillera, does not appear to be present here.

With regard to tectonics, the Somiedo Nappe shows the characteristics common to most of the nappes in the Cantabrian Cordillera, i. e. emplacement by means of a decollement at the base of the Láncara Formation which appears consistently as the first formation in the allochthonous. Laterally, the nappe splits into several subsidiary thrust units (fig. 3), so that it did not move as a single unit but as numerous slices. On the other hand, the Somiedo Nappe can be regarded as forming part of a larger unit which may be called the Somiedo-Correcilla Unit (fig. 6). The emplacement of the nappes in the Cordillera Cantábrica as a result of decollement within the Cambrian sequence poses the problem of the rôle of the Precambrian. The latter crops out in the Narcea Anticlinorium below unconformable Cambrian (see map) and here forms the western limit of the Somiedo-Correcilla Unit. The investigation of the Villar Thrust Unit has shown that a thrust slice may pass laterally from a position of overthrust to initial decollement without involving the Precambrian rocks.

These nappes and thrust slices show evidence of later deformation by folding along two different trends. The most important of these later folds are situated along a trend following the nappe fronts, and show an arcuate outcrop pattern. The other folds go right across and form a radial pattern with regard to the arcuate folds (fig. 7). The «longitudinal» folds, parallel to the nappes, are of variable dimensions, but they all appear to be genetically related; the smaller ones being accessory to the larger folds. They bear no relation to the formation of the nappe structures. Figures 8 to 10 illustrate the detail of folds on either side of the major syncline of Lagos de Salencia, and fig. 11 shows the relation between these folds and the Lagos Syncline. Some of these folds possess a fracture cleavage with a marked fan shaped disposition. The «transverse» folds are much less developed and may be interpreted as being the result of the progressive closing of the Asturian Arc.

There are also a number of strike-slip faults of east-west orientation, with a relative movement of the northern margin to the west and of the southern margin to the east. They appear to be placed «en echelon» with the «León Line» of de Sitter. Although the time of

(*) Dpto. de Geomorfología y Geotectónica, Universidad de Oviedo. Este trabajo se ha beneficiado de la ayuda para el fomento de la investigación en la Universidad.

formation of these faults cannot always be established, it seems likely that they fit in the following sequence of events: (1) emplacement of the nappe and thrust slices (which is always clearly of an earlier date than all the other tectonic events); (2) deformation of the nappe and formation of the «longitudinal» folds, simultaneous with a certain amount of fracture cleavage; (3) appearance of strike-slip faults at the time when «longitudinal» folds are still being compressed; (4) appearance of «transverse» folds due to the progressive closing of the Asturian Arc (and, probably, at the same time when the «longitudinal» folds are still being further compressed). This sequence of events does not imply the existence of several tectonic phases, and the problem of relating these events to the angular unconformities with post-orogenic deposits described in the Cantabrian Cordillera is still wide open. Provisionally, it may be supposed that the nappes were formed during Westphalian times and that the later deformation took place between middle Westphalian D and Stephanian B-C. Even though the Stephanian B-C rocks are also folded and faulted, they are strongly unconformable with both the nappes and the later folds as described above.

INTRODUCCION

La región objeto de estudio se sitúa entre los Puertos de Ventana y Leitariegos y desde el punto de vista estructural abarca la unidad que va a denominarse Manto de Somiedo. Este manto es el más occidental de los que caracterizan la llamada Zona Cantábrica y su emplazamiento se efectuó en relación con un despegue por debajo del nivel carbonatado denominado Láncara (parte más superior del Georgiense-Acadiense).

El hecho de que no sólo no se haya visto nunca el Precámbrico involucrado en estos mantos sino que incluso sea un hecho excepcional (Escama de Bodón, DE SITTER 1962) el que aparezca en ellos la Arenisca de La Herrería (Georgiense), indica su carácter epidérmico. Estos hechos han llevado a plantear cuál es el papel que ha jugado o el tipo de deformación que ha afectado al Precámbrico (JULIVERT & MARTINEZ GARCIA 1967). El hecho de que el Manto de Somiedo sea el más occidental de los mantos de despegue de la Zona Cantábrica y de que hacia el W aparezca el Precámbrico en posición normal por debajo de las areniscas georgienses (Arenisca de La Herrería) hace pensar que el estudio de esta región puede aportar algún nuevo dato al problema.

La región estudiada se extiende pues desde el frente del Manto de Somiedo, al E, hasta el límite con el Precámbrico, al W, y constituye una unidad perfectamente definida desde el punto de vista tectónico.

El conocimiento que hasta el presente se tenía de esta unidad era muy desigual. Las primeras publicaciones que se refieren a esta región lo hacen de un modo marginal y no dan interpretación tectónica alguna (SCHULZ 1858) *. Posteriormente, en el mapa de ADARO (ADARO & JUNQUERA 1916, tomo II., lám. 3), que incluye la parte NE de la región estudiada aquí, se interpreta la estructura como una tectónica de pliegues, si bien se señala en algunos puntos una línea de fractura que corresponde a la escama de Tameza. Fue GOMEZ DE LLARENA (1946, GOMEZ DE LLARENA & RODRIGUEZ ARANGO 1948) el primero en darse cuenta de la existencia del Manto de Somiedo, en trazar su frente y dar sus características fundamentales: a saber (GOMEZ

(*) Dado el carácter tectónico de este trabajo, en la breve reseña histórica que va a darse se tratará tan sólo de la evolución del conocimiento tectónico de la región y se dejarán al margen los trabajos que hayan representado tan sólo aportaciones estratigráficas. Estos trabajos se encontrarán citados dentro del texto y en la bibliografía.

DE LLARENA 1946, p. 104) que a partir de la superficie de corrimiento el manto está formado por una sucesión regular y ascendente que se inicia en el Cámbrico, que aflora en el frente del manto. Posteriormente GARCIA FUENTE (1952, 1959) cartografió a escala 1 : 50.000 la parte NE del manto. No obstante el área más occidental hasta alcanzarse el Precámbrico permanecía completamente desconocida existiendo como únicos datos el esquema publicado por JULIVERT & PELLO (1967) en el que se señalaban algunos de los pliegues que deforman el manto.

Aparte de estas publicaciones, que se refieren concretamente al Manto de Somiedo o a parte del mismo, puede citarse el trabajo de DE SITTER (1962) en cuyo mapa de la vertiente S de la Cordillera Cantábrica se incorpora la cartografía de GARCIA FUENTE (1959), lo que permite ver las relaciones del Manto de Somiedo respecto al conjunto de mantos y escamas de la vertiente S de la Cordillera.

ESTRATIGRAFIA

La descripción estratigráfica va a ser breve; en ella se tomará como punto de comparación la sucesión establecida por COMTE (1959) en León, y salvo indicación en contra, la nomenclatura litoestratigráfica empleada será también la establecida por COMTE.

PRECAMBRICO

Aflora formando el sustrato de la sucesión paleozoica, a todo lo largo del Anticlinalorio del Narcea. Está constituido principalmente por pizarras y no ha sido objeto de estudio detallado. Aunque no se observan tan buenos cortes como en el sector de Barrios de Luna-Irede-Salce, se ve claramente discordante bajo la Arenisca de La Herrería (Georgiense); esta discordancia es particularmente visible en la ladera del pico Cota 2.089, situado entre los picos Cogollo y Los Rasos.

CAMBRICO Y ORDOVICICO

Está formado de abajo arriba por la Arenisca de la Herrería, Láncara, Ovillo y la Cuarcita de Barrios (*)

La Arenisca de La Herrería (Georgiense) forma una espesa sucesión de areniscas, a veces cuarcitas, alternando con pizarras; son característicos los frecuentes tonos rosados de las areniscas, su espesor es del orden de los 1.500 m y en general la litología responde a la descripción dada por COMTE (1959, pp. 70-71). En la región estudiada, la base de La Herrería se observa bien en el pico Cota 2.089, ya citado, donde está formada por un conglomerado poligénico de 2 m de espesor, formado por cantos de varios centímetros, en buena parte de pizarras, a diferencia de la región

(*) Herrería y Láncara han sido llamadas algo más al N por LOTZE (LOTZE & SDZUY 1961) Cuarcita de Cándana y Calizas de Rodical. Aquí va a seguirse la nomenclatura de COMTE ya que la identidad de facies con el área estudiada por este autor es total y por otra parte la nomenclatura de COMTE ha alcanzado más difusión.

de Barrios donde la base la forma un conglomerado cuarzoso de pequeños cantos o una arenisca con cantos aislados de cuarzo. Aparte de este conglomerado basal, existen otros niveles de conglomerados, algunos cerca de la base, de color rojizo y de naturaleza cuarzosa, otros algo más altos en la sucesión. Otro hecho a destacar es la presencia de dolomías; un nivel con varias capas de dolomías separadas por pizarras puede observarse hacia la cabecera del río San Miguel, a unos 200 m de la base de la formación, es decir más alto que los niveles de dolomías de Barrios. Niveles de dolomías se observan también en la carretera a Genestoso, donde parece existir un nivel cerca de la base y otro hacia la parte media.

El Láncara (Georgiense-Acadiense) tiene la típica facies de Barrios (ZAMARRERO & JULIVERT 1967), con una parte inferior formada por dolomías y a veces calizas grises, de un espesor que puede sobrepasar los 100 m y una parte superior de caliza roja, nodulosa (griotte) con fauna acadiense de un espesor de unos 20-30 m. El nivel inferior es en la mayoría de los casos todo él dolomítico; tal se observa en gran parte del frente del manto donde las calizas grises pueden verse sólo en algunos puntos como en el pequeño sinclinal que forma Láncara al NE de Genestosa, entre Huergas y Torre de Babía o bien desde Riolago hacia el E. Por lo que se refiere al Láncara que se superpone a La Herrería en la parte occidental de la región estudiada, las calizas grises se observan de un modo continuo tan sólo desde el valle de La Rebollada hacia el SW, hasta la interrupción del Láncara.

El Oville (Acadiense-Potsdamiense-Tremadoc ?) está formado por pizarras y areniscas alternantes y empieza por un nivel de pizarras verdes con trilobites, de 15-30 m. Su espesor total es de unos 250 m.

La Cuarcita de Barrios, llamada generalmente en Asturias Cuarcita Armoricana, tiene el aspecto característico, de una cuarcita maciza, blanca, sin la fina alternancia con pizarras, que caracteriza al Oville. Su espesor es de unos 300 m y debe representar el Skiddaw.

SILURICO

Se encuentra formado por dos unidades litoestratigráficas bien diferenciadas. una parte inferior pizarrosa (Pizarras de Formigoso) y una parte superior con areniscas frecuentemente ferruginosas e incluso capas de hierro oolítico, llamada Arenisca de San Pedro (de Furada, en la nomenclatura asturiana), si bien la parte más alta de esta última unidad debe corresponder ya al Devónico.

Las Pizarras de Formigoso constituyen una unidad esencialmente pizarrosa de unos 200 m de espesor que aflora bien en muchos puntos de la vertiente leonesa de la cordillera, especialmente su parte inferior en contacto con la cuarcita. Dentro de esta unidad puede diferenciarse una parte inferior, de pizarras negras, que se separan en finas hojas y que son ricas en graptolites, especialmente hacia la base, y una parte superior también en su mayor parte pizarrosa, pero con las pizarras más compactas, menos negras, y a veces con niveles de areniscas. Esta diferenciación coincide perfectamente con las características que tienen las Pizarras de Formigoso en León. La edad de las Pizarras de Formigoso según COMTE (1959, p. 39) abarca desde el límite entre Llandovery medio y superior hasta la parte media de Wenlock (COMTE

1959, pp. 140 y 145). Por consiguiente existe una amplia laguna estratigráfica, cuya importancia ha sido ya reconocida desde hace tiempo. No obstante, el descubrimiento reciente de faunas de graptolites ordovícicos al E de la Cuenca Carbonífera Central (PELLO & PHILIPPOT 1967; JULIVERT & MARCOS *in lit.*) ha llevado a realizar un reconocimiento más cuidadoso del contacto entre las Pizarras de Formigoso y la Cuarcita Ordovícica, que el llevado a cabo para el resto de la formación. Como consecuencia se han recogido una serie de faunas a corta distancia (unos metros) por encima del techo de la cuarcita ordovícica, que si bien no han sido aún estudiadas están compuestas por *Monograptus* y corresponden al Silúrico. No obstante si bien en algunas localidades la facies propia de la parte inferior de las pizarras de Formigoso empieza inmediatamente encima de la cuarcita y las faunas de *Monograptus* están prácticamente en el contacto, en otros casos entre la cuarcita maciza y las pizarras negras típicas con *Monograptus* se interponen unos metros de areniscas finas y pizarras arenosas frecuentemente con una matriz cinerítica muy alterada y en las que no se encuentra fauna. Tal puede observarse en el camino que remonta el Valle de La Majúa, donde se encuentran por encima de la cuarcita unos 3 a 4 m de estos materiales y por encima las pizarras negras típicas con *Monograptus*. Igualmente, en el collado que existe entre la Collada del Refujo y el pico Cota 1.801, al N de Torrestío, se encuentra por encima de la cuarcita ordovícica típica, un metro de arenisca amarillenta y por encima 3 m de pizarra arenosa y arenisca fina, sin fauna; es por encima de este último nivel que aparecen las pizarras negras típicas con *Monograptus*. En otros puntos, existe en posición similar algún nivel de hierro, como sucede junto al pico Cota 1.978, cerca de la Peña de Azmón, al S de Torrestío, donde existe una delgada capa ferruginosa a 1 m de la base, hecho citado también en otras localidades (KEGEL 1929). Estos niveles basales existen en todas partes; el ejemplo más claro lo constituye el corte a lo largo del río Teverga, en el sector que fue estudiado por SOLER (1967) donde en la margen izquierda del río puede verse el contacto en forma muy neta y donde están estos niveles, encontrándose además *Monograptus* a pocos centímetros.

Por lo que respecta a la Arenisca de San Pedro, su litología es igual a la descrita por COMTE (1959, p. 77) para León, es decir que se trata de una alternancia de areniscas y pizarras, las primeras generalmente ferruginosas, aunque existen también niveles blancos. Su edad abarcaría desde el Wenlock superior hasta la parte más inferior del Gedinense, ambos incluidos.

DEVONICO

Aunque situada en parte en Asturias, la estratigrafía que se observa en el Devónico de la región del Manto de Somiedo es en su mayor parte perfectamente equiparable a la sucesión establecida en León por COMTE; por ello va a aplicarse la nomenclatura de este autor y no la asturiana, desarrollada sobre todo a partir de la región del Cabo de Peñas (BARROIS 1882; DELEPINE 1928, 1932; RADIG 1962) y en la que subsisten puntos oscuros como es la cuestión de la Caliza de Arnao. Las diferencias que se observan respecto a la sucesión en León, diferencias que se acenúan hacia el N, se citarán oportunamente.

En la vertiente leonesa de la cordillera abundan los buenos cortes del Devónico; de ellos van a tomarse como base, el que se obtiene a lo largo de la carretera a Torrestío y los Lagos de Saliencia y el del flanco E del sinclinal de La Vega de los Viejos, a lo largo de la carretera a La Cueta. En la fig. 1 pueden verse las sucesiones obtenidas en estos dos cortes. Dejando de lado la parte más superior de la Arenisca de San Pedro que debe representar la parte basal del Devónico, éste está formado de abajo a arriba por las siguientes formaciones de acuerdo con la nomenclatura litoestratigráfica de COMTE: La Vid, Santa Lucía, Huergas, Portilla y finalmente una sucesión de areniscas a las que se llamará aquí «areniscas del Devónico superior», dada la imposibilidad de distinguir las tres formaciones, Nocedo, Fueyo y Ermita, del autor antes citado.

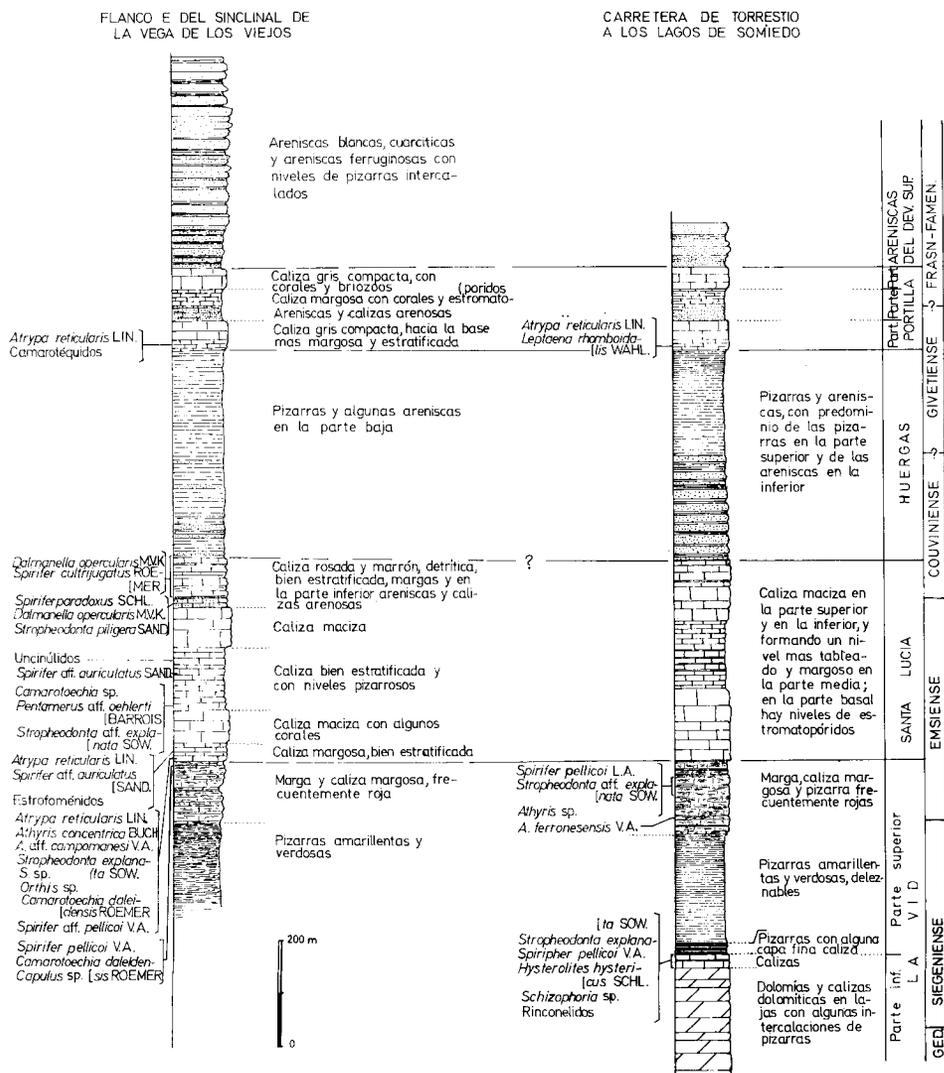


Fig. 1.—Columna estratigráfica del Devónico del Manto de Somiedo.

La unidad más inferior, denominada La Vid, puede dividirse en dos partes como es norma general en la vertiente S de la cordillera. La parte inferior está formada por dolomías y calizas más o menos dolomíticas azoicas o muy pobres en fauna, excepto en su parte más alta, donde aparecen unos metros de calizas ricas en braquiópodos. No se han realizado mediciones precisas pero el espesor puede ser del orden de los 200 m. La parte superior es principalmente pizarra y está formada a su vez por dos niveles diferentes; uno inferior constituido por pizarras verdosas y amarillentas, muy deleznable, con una fractura astillosa, y con un espesor que puede alcanzar los 200 m, y un nivel superior de pizarras, calizas siempre arcillosas y margas con estromatopóridos lamelares, braquiópodos y crinoideos, estos últimos a veces de gran tamaño; este nivel más alto adquiere un gran desarrollo pudiendo sobrepasar los 100 m de espesor y gana en importancia hacia el N. La importancia de este nivel rojizo contrasta con la región del Bernesga, donde ha sido citado con espesores entre 10 y 40 m (EVERS 1967, p. 94). Salvo por lo que respecta a este aumento en importancia del nivel rojizo superior, la sucesión litológica descrita aquí coincide bien con los cuatro niveles que distingue COMTE (1959, pp. 225-228) dentro de La Vid.

La formación siguiente la constituye la Caliza de Santa Lucía que es un nivel de calizas compactas, aunque por lo general en su parte media son más tableadas y más margosas. En esta unidad se presentan ciertas variaciones de una localidad a otra. El corte más interesante es el de la carretera a La Cueta y en él, el rasgo que conviene destacar más es la presencia en la parte más alta de Santa Lucía de unos 80 a 90 m de caliza marrón y rosada, rica en braquiópodos, a veces detrítica e incluso con capas de areniscas en la parte más inferior del nivel. Este nivel rosado se observa en todo el sector de los sinclinales de La Cueta y Vega de Los Viejos, y en algunas localidades como en el valle del río Cebolledo, aguas arriba de La Cueta, las areniscas intercaladas en el mismo adquieren importancia y se presentan con el mismo aspecto que las areniscas de la formación que se le superpone (Huergas); asimismo a veces las calizas rosadas adquieren una facies de tipo griotte. Este nivel superior rosado ha sido señalado (COMTE 1959, p. 229; EVERS 1967, p. 95) en diversos puntos de la vertiente leonesa de la Cordillera; no obstante hay localidades en que falta sin que pueda saberse por el momento si ha pasado lateralmente a una caliza gris o bien si por un aumento de aportación detrítica ha quedado incorporado a la Formación Huergas. El espesor de la Caliza de Santa Lucía en la carretera de La Cueta es de cerca de 400 m.

La formación que se superpone, llamada por COMTE Areniscas y Pizarras de Huergas, es en algunas localidades (Sinclinal de La Cueta) predominantemente pizarrosa y muy poco ferruginosa. En otras (carretera a los Lagos de Somiedo) tiene areniscas ferruginosas, con las típicas franjas alternantes claras y rojizas, en la parte inferior, mientras que es pizarrosa en la parte superior. Finalmente hacia Asturias parece ser (corte entre Aguasmestas y Pigüña), aunque los afloramientos no son buenos, que las areniscas van encontrándose a través de toda la unidad. En líneas generales puede decirse que hacia el N la importancia de las areniscas aumenta (paso a la facies de la Arenisca del Naranco, que es el nivel equivalente en Asturias), mientras

que hacia el S o el SE desaparecen las areniscas (paso a las facies que se presentan al N de Barrios de Luna, donde el nivel es exclusivamente pizarroso). Aunque no se han realizado mediciones precisas el espesor sería entre 300 y 400 m.

Por encima de la formación detrítica de Huergas se sitúa otra formación calcárea denominada de La Portilla. En toda la región estudiada, Portilla se observa en el campo formando dos crestones separados por una zona deprimida, correspondiendo a un nivel blando; por este motivo y dada la constancia de este hecho, en las columnas de la fig. 1 se ha distinguido en Portilla una parte inferior, una parte media y una superior, aunque la parte media es muy heterogénea. Los dos crestones, es decir la parte inferior y la superior están formados por calizas grises, generalmente compactas, con corales y briozoos, aunque puede existir algún nivel margoso y más finamente estratificado, como sucede en la base de la formación. La parte media de Portilla es detrítica; en su parte inferior existen verdaderas areniscas, generalmente con cemento calizo aunque éste puede estar en poca proporción; la parte alta de este nivel medio son margas con corales. Este nivel medio de Portilla aflora bastante bien junto a la Carretera de La Vega de Los Viejos a La Cueta, en el flanco E del Sinclinal de La Vega de Los Viejos, en el fondo del río que discurre paralelamente a la carretera. Esta tripartición de Portilla, observada en el área del Manto de Somiedo, se encuentra también en la vertiente leonesa de la Cordillera (EVERS 1967, pp. 95-96). Los espesores, que se mantienen bastante constantes en toda la región, son en la carretera a La Cueta, de unos 50 m para la parte inferior, 60 para la media y 40 para la superior.

Por encima de Portilla, se encuentra finalmente un nuevo episodio detrítico importante, al que nos vamos a referir con el nombre de «areniscas del Devónico superior». Este nivel está formado por areniscas, a veces ferruginosas y otras blancas, verdaderas cuarcitas, alternando con pizarras. El espesor de este nivel es muy variable, ya que se acuña progresivamente hacia el E, pasando de varios centenares de metros en el sinclinal de La Vega de Los Viejos hasta prácticamente desaparecer en la terminación periclinal del sinclinal de los Lagos de Somiedo. Sobre esta arenisca se volverá a insistir más adelante.

Por lo que respecta a la edad * a atribuir a estas unidades litoestratigráficas, van a seguirse principalmente las atribuciones de COMTE (1959). No obstante, se llevó a cabo una recolección de fauna conjuntamente con el Sr. J. GARCIA - ALCALDE en las secciones de las carreteras a La Cueta y a los Lagos de Somiedo, con el fin de comprobar si se mantienen en la región las edades determinadas por COMTE para áreas situadas más al SE. Las faunas encontradas, determinadas por el señor GARCIA - ALCALDE, y su posición en la columna estratigráfica se indican en la fig. 1. Aunque la recolección de faunas no ha sido masiva, las especies encontradas ayudan a comparar con las edades establecidas por COMTE.

El límite inferior del Devónico se sitúa, como ya se ha indicado, en la parte alta de la Arenisca de San Pedro. El Gedinense estaría pues representado por la

* Para todas las atribuciones de edad se ha tenido en cuenta la opinión del Prof. J. TRUYOLS y del Sr. J. GARCIA ALCALDE, del Dpto. de Paleontología de la Universidad de Oviedo.

parte más alta de esta arenisca y también por la parte inferior del nivel dolomítico con que empieza La Vid (COMTE 1959, pp. 304-305).

Los primeros fósiles recogidos en la región del Manto de Somiedo, lo han sido en las capas calizas con que termina la parte inferior de La Vid; esta fauna ha sido recogida en el corte de la carretera a los Lagos de Somiedo, pasado el pueblo de Torrestío, en una excavación existente a la derecha de la carretera, cerca del río. La fauna es claramente superior al Gedinense y la presencia de *Hysterolites hystericus* SCHL, indica una edad Siegeniense; la posibilidad de la presencia de *Spirifer pellicoi* V. A. en niveles tan bajos es indicada ya por COMTE (1959, pp. 304-305). Así pues, el límite Gedinense-Siegeniense debe situarse dentro del nivel dolomítico con que empieza La Vid.

En el nivel de pizarras amarillentas y verdosas no se ha recogido fauna; en la parte más alta de La Vid, con tonos rojizos, *S. pellicoi* por su extraordinaria abundancia en algunas capas, indicaría ya el Emsiense. Si bien el límite Emsiense-Siegeniense no se puede precisar bien por la falta de fauna procedente del nivel de pizarras verdes, su posición aproximada sería semejante a la encontrada por COMTE (1959, pp. 305-307).

Las faunas de la parte baja de Santa Lucía, encontradas en la sección de la carretera de La Cueta, indican igualmente el Emsiense (*S. aff. auriculatus* SAND.). Por otra parte, fuera de las secciones indicadas en la fig. 1, y también en la Caliza de Santa Lucía, hacia la terminación periclinal N del Sinclinal de La Vega de Los Viejos, al NW de la Peña de Cuerrabos, se encontró muy abundante *Uncinulus orbignyanus* VERNEUIL, aunque su posición estratigráfica con respecto a la columna de la fig. 1, no puede precisarse. COMTE (1959, p. 310) sitúa el límite Emsiense-Couviniense «en la base de la zona (s. s.) con *Spirifer cultrijugatus*». En la sección de la carretera a los lagos de Somiedo no se ha encontrado esta especie, pero en la carretera a La Cueta y en general en toda la zona en que el nivel superior rosado está presente, *S. cultrijugatus* M. V. K. es abundante. Como en la parte más baja de este nivel, en la carretera de La Cueta, aparece aún *Spirifer paradoxus* SCHL., el límite podría situarse entre las capas que contienen una y otra especie; es decir que tan sólo la parte más superior de la caliza de Santa Lucía (los 50 - 70 m superiores, de los 400 m que tiene Santa Lucía en la carretera de La Cueta), corresponderían al Couviniense. La posición de este límite coincide con la señalada por COMTE (1959, pp. 309-310) y por EVERS (1967 p. 95 y lám. IV f. t.).

Por encima de la fauna de *S. cultrijugatus*, las faunas de braquiópodos recogidas han sido escasas y banales. El límite Couviniense-Givetiense se situaría, siguiendo a COMTE dentro de las Areniscas y Pizarras de Hurgas, y el límite Givetiense-Frasniense, dentro de la Caliza de La Portilla.

LAS ARENISCAS DEL DEVONICO SUPERIOR Y SU ACUÑAMIENTO HACIA EL E.

Ya se ha visto que por encima de Portilla se encuentra un nivel de areniscas que en este trabajo se han llamado «areniscas del Devónico superior». COMTE (1959, pp. 230 - 234) distinguió por encima de Portilla, tres unidades litoestratigráficas que de abajo a arriba son: Nocedo, Fueyo y Ermita; Nocedo y Ermita for-

madas por areniscas, aunque frecuentemente calcáreas y Fueyo por pizarras. Fueyo, cuyo espesor máximo sería de unos 100 m, estaría limitado a los alrededores de Nocedo, en el valle del Bernesga. COMTE (1959, pp. 233 y 325) considera que la Arenisca de La Ermita es transgresiva con respecto a los demás niveles del Devónico, y en efecto, en las áreas en que el Devónico es incompleto o incluso en que falta, se han encontrado repetidamente pequeños espesores de materiales ya sea atribuibles al Devónico superior (Arenisca de La Ermita), ya sea datados con fósiles como del Devónico superior (ADRICHEM BOOGAERT 1967; ADRICHEM BOOGAERT *et al.* 1963; RADIG 1966; PELLO 1968; MARCOS 1967 etc.). No obstante, estos materiales son por lo general de poco espesor, por lo que en realidad debe ser sólo una parte (la más superior ?) de la Arenisca de La Ermita la que tiene carácter transgresivo. Por otra parte todo el conjunto de areniscas del Devónico superior se ve adelgazar hacia la Cuenca Carbonífera Central, siendo sólo unos pocos metros, y a veces menos de un metro, de arenisca (o a veces caliza más o menos arenosa) las que tienen este carácter transgresivo.

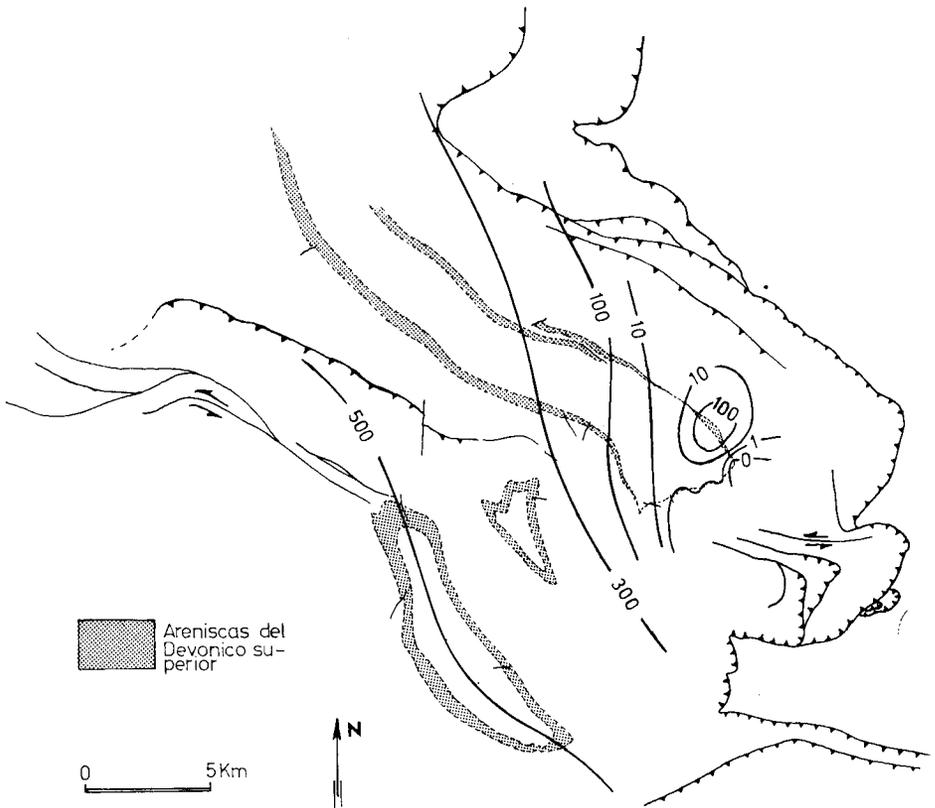


Fig. 2.—Afloramientos de las Areniscas del Devónico superior en el Manto de Somiedo, y mapa de isopacas de las mismas.

Este adelgazamiento de las areniscas del Devónico superior queda perfectamente ilustrado en el Manto de Somiedo. En la estructura más occidental en que estas areniscas aparecen (Sinclinal de La Vega de Los Viejos), se presentan con un espesor muy grande, que sobrepasa los 500 y aun los 600 m en el flanco W y es del orden de los 400 - 450 m en el flanco E. En el sinclinal de La Cueta, situado inmediatamente al E, el espesor ha disminuido ya, siendo del orden de los 250 m. Finalmente, en el sinclinal de los Lagos de Somiedo es donde el adelgazamiento puede verse mejor ya que se observa en ambos flancos del sinclinal, desde el NW hacia el SE, alcanzándose los mínimos espesores donde se dibuja la terminación periclinal. En efecto, en la carretera de Somiedo el espesor de las areniscas es aún grande en ambos flancos del sinclinal (fig. 2) si bien es mayor en el flanco SW, y en ambos flancos hay un adelgazamiento progresivo hacia el SE. Tal como ya se ha indicado, es en la terminación periclinal donde se encuentran los espesores mínimos, llegándose incluso, si bien en pocos puntos, a la desaparición total. Por lo que respecta al flanco NE, hay un adelgazamiento progresivo al que sigue un nuevo engrosamiento que coincide con el Lago de La Cueva, donde el espesor de la arenisca sobrepasa los 100 m; a partir del lago hacia el S el adelgazamiento se hace rápido. Junto al pico Cota 1907 las areniscas del Devónico superior han quedado reducidas a 18 m (fig. 3) y a partir de este pico hacia el S pasan a tener menos de 1 m y desaparecen en el collado cota 1930. Desde este collado hacia el W, a lo largo de toda la terminación del sinclinal los espesores son muy escasos oscilando entre 5 - 6 m (por ejemplo entre los picos cotas 2.016 y 2.011, fig. 3) y menos de 1 m o incluso desapareciendo de nuevo en algunos puntos, como junto al pico cota 2.090. En los puntos donde la arenisca desaparece se observan tinciones de hierro en el contacto entre Portilla y la griotte carbonífera o en diaclasas dentro de Portilla. A partir de Peña Oriz hacia el E hay ya un engrosamiento, aunque lento, hasta empezarse el flanco SW del sinclinal; allí el engrosamiento se hace más rápido sobrepasando ya los 100 m a la altura del Lago del Valle.

En cuanto a su naturaleza, estas areniscas son a veces ferruginosas, otras blancas y en ocasiones calcáreas.

Un esquema sobre la distribución de espesores de las areniscas del Devónico superior puede verse en la fig. 2. En este esquema puede observarse que no hay un paralelismo total entre las isopacas y las estructuras, sino una cierta oblicuidad. Esta oblicuidad ha sido señalada también en la vertiente leonesa de la cordillera por COMTE (1959, p. 327).

Otro hecho a señalar es que en el área en que las areniscas se presentan con poco espesor pueden encontrarse engrosamientos locales como el citado del Lago de la Cueva o bien otro de menos importancia junto al pico cota 2.128.

Por lo que respecta al modo de efectuarse el adelgazamiento nada puede afirmarse por el momento, es decir que se ignora hasta qué punto hay una condensación progresiva de la serie y hasta qué punto hacia el E van faltando determinados términos de la misma. Admitiéndose el punto de vista de COMTE, podría pensarse que hacia el W la sucesión fuera completa, mientras que hacia el E serían sólo los niveles más altos, transgresivos, los presentes. En este caso existiría una importan-

te laguna entre Portilla y las areniscas, por lo menos en los sectores en que la arenisca es delgada. De todos modos para poder dar precisiones al respecto se requeriría un estudio estratigráfico detallado de este nivel de areniscas, lo cual queda fuera del objeto de esta publicación.

Por lo que respecta a las relaciones con el nivel inmediatamente inferior (Portilla), pueden darse en cambio algunas precisiones. Es bien conocido el hecho de que el Devónico va siendo cada vez más incompleto hacia la Cuenca Carbonífera Central y que son los niveles altos (Portilla y areniscas del Devónico superior, exceptuando los pocos metros de areniscas ya citados) los primeros en acuñaerse, de modo que en las estructuras más próximas a la Cuenca, la sedimentación devónica termina con la Arenisca del Naranco (Huegas) (GARCIA FUENTE 1959, MARCOS 1968 *b*), o incluso con La Vid (COMTE 1959, MARCOS 1968 *b*). En la región del manto de Somiedo puede verse cómo el acuñaamiento de las areniscas del Devónico superior se produce más al W que el acuñaamiento de las calizas de Portilla, que en la terminación periclinal de los Lagos de Saliencia no muestran aún ninguna señal de adelgazamiento, pero que desaparecen hacia el E antes de alcanzar la unidad cabalgante siguiente (Manto de La Sobia, GARCIA FUENTE 1959, MARCOS 1968 *b*). A este acuñaamiento hacia el E de las areniscas escapan tan sólo los delgados niveles ya citados que en forma transgresiva se extienden por todo el ámbito cantábrico.

CARBONIFERO

Dejando aparte el Estefaniense y Carbonífero sobre el que cabalga el manto de Somiedo, éste se limita a los núcleos sinclinales de los Lagos de Saliencia, La Cueta y Vega de Los Viejos.

La base del Carbonífero se observa bien en la terminación periclinal del sinclinal de los Lagos de Saliencia, y en ella se observa de un modo constante que está formada por caliza griotte y radiolaritas con un espesor generalmente del orden de los 15 - 30 m. Junto al pico cota 1.907 pueden verse dos niveles de caliza griotte separados por un nivel de radiolaritas, que es como suele presentarse este conjunto.

Por debajo de la griotte faltan claramente las pizarras negras (Pizarras de Vegamián) que con un espesor de varios metros se encuentran en otros puntos de la cordillera (COMTE 1959, p. 330; HIGGINS, WAGNER - GENTIS & WAGNER 1964, MARCOS 1967a) y que han sido datadas como tournaisienses, así como la caliza blanca de unos metros de espesor que se ha citado también en otras localidades próximas (BUDINGER & KULLMANN 1964; HIGGINS *et al.* 1964; PELLO 1968; MARCOS 1968 *b*). La edad de la griotte ha sido siempre determinada como viseense, sin que se haya encontrado ninguna localidad en la que su base se sitúe más baja.

Así pues, la falta de estos materiales hace pensar en una pequeña laguna estratigráfica abarcando al Tournaisiense. Este hecho, por otra parte, no sería excepcional en la Cordillera Cantábrica, ya que HIGGINS *et al.* (1964) citan una laguna tournaisiense en Pola de Gordón, comprobada paleontológicamente por conodontos.

En los sinclinales de La Cueta y Vega de Los Viejos no ha podido verse bien el contacto y por tanto se ignora si se encuentra o no el Tournaisiense.

Por encima de la griotte se encuentra la Caliza de Montaña. En el sinclinal de La Cueta, esta caliza ocupa todo el núcleo y forma una masa compacta aunque en el flanco E se ha reconocido alguna fina intercalación de pizarras en la caliza. En el sinclinal de La Vega de Los Viejos la Caliza de Montaña ha adelgazado considerablemente (menos de 100 m en gran parte del flanco W) y es muy tableada. Hacia el E en cambio (Sinclinal de los Lagos de Saliencia), engruesa considerablemente, alcanzando varios centenares de metros en la zona de los lagos, es decir en su terminación periclinal. Este engrosamiento se realiza probablemente en buena parte por cambio lateral de facies a expensas de las pizarras que se superponen a la caliza, ya que en el núcleo sinclinal que se observa al N del Lago del Valle se ven varios niveles de pizarras intercaladas en la caliza, niveles que lateralmente se acuñan rápidamente. Estos tramos pizarrosos, más al E (Peña Sobia, fuera del área estudiada aquí) han desaparecido formando la Caliza de Montaña un conjunto compacto.

Por encima de la Caliza, en el Sinclinal de La Vega de Los Viejos, se encuentra un conjunto de pizarras, areniscas y conglomerados de grano fino y unos materiales semejantes se encuentran en el sinclinal de los Lagos de Saliencia, desde Urria a Valle y al Lago del Valle. En ninguna de estas localidades ha sido posible encontrar flora; de todos modos por el momento y en espera de disponer de datos paleontológicos se considerará que se trata de materiales namurienses. En el sinclinal de La Vega de Los Viejos estos materiales ocupan el núcleo sinclinal y por consiguiente son posteriores a la Caliza de Montaña en esta localidad. En el sinclinal de los Lagos de Saliencia se encuentran unos niveles de pizarras claramente intercaladas en la caliza, en el núcleo sinclinal, al N del Lago del Valle, de las cuales se ha hablado ya, pero la posición estratigráfica del afloramiento más importante (Urria-Valle-Lago del Valle) aparece poco clara (véase mapa).

Finalmente existen manchones estefanienses discordantes de los cuales el extremo N del de Villablino entra ligeramente en el área cartografiada. Estos estefanienses no han sido objeto de estudio (véase, ALVAREZ RAMIS 1965, WAGNER 1964, 1966).

TECTONICA

Como es norma general en la llamada Zona Cantábrica, la tectónica se caracteriza por la existencia de unidades cabalgantes plegadas posteriormente. Por consiguiente va a empezarse por la descripción de las estructuras cabalgantes, para dedicar después atención a los pliegues que las afectan.

Por lo que respecta a las estructuras cabalgantes, aunque existen una serie de escamas, todas ellas se agrupan en una gran unidad única a la que se denominará Manto de Somiedo. Tan sólo hacia el N aparece una escamación más importante.

En cuanto a la tectónica de pliegues, ésta se caracteriza por la existencia de dos sistemas de pliegues entrecruzados; uno de ellos, el más desarrollado, orientado

aproximadamente longitudinal a las estructuras cabalgantes, el otro con una disposición transversal.

Finalmente hay que señalar la existencia de un sistema de fallas, de dirección aproximadamente WNW - ESE, desarrollado principalmente en el extremo occidental de la zona.

DESCRIPCION DEL MANTO DE SOMIEDO

El Manto de Somiedo aparece en la cartografía claramente diferenciado como una unidad. De SE a NW, el frente cartográfico del Manto muestra el siguiente trazado: en su parte S, presenta una orientación E - W, describe después un arco dibujando la semiventana de Huergas, se dirige hacia el N con un trazado festoneado hasta Puerto Ventana, tiene después un segmento que se dirige hacia el

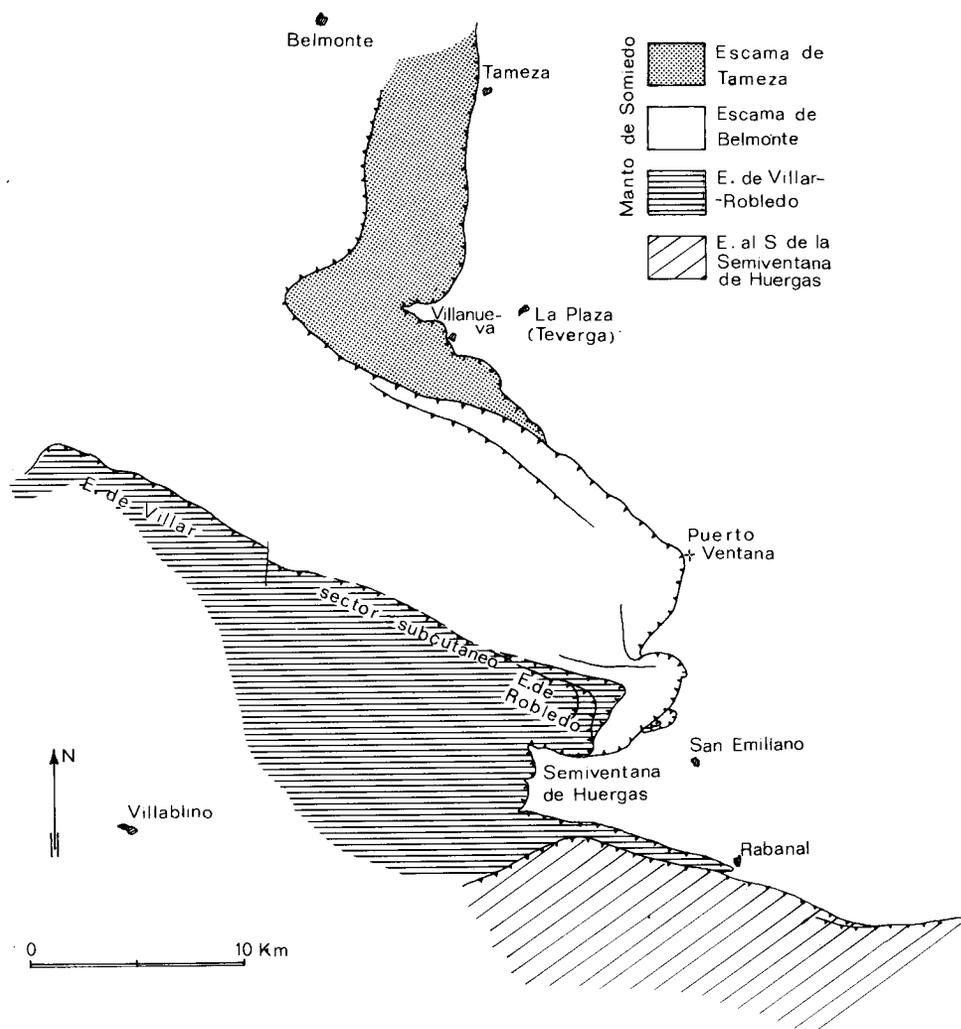


Fig. 3.—Esquema del Manto de Somiedo, con las diferentes escamas que lo forman.

NW desde Puerto Ventana a Villanueva; dibuja nuevamente un arco en el paralelo de Villanueva y pasa finalmente a dirigirse hacia el N. Como es norma en los mantos de la Cordillera Cantábrica, este trazado cartográfico es el resultado de la intersección con la superficie topográfica de la superficie de cabalgamiento, deformada por el plegamiento posterior que sufrió; en el esquema tectónico de la fig. 7 puede verse la relación entre el trazado cartográfico del manto y los pliegues que le afectan.

El trazado descrito es el que corresponde a la superficie principal, es decir, a la superficie y al trazado que forman el límite entre el conjunto cabalgante que constituye el manto y su autóctono relativo, al E, formado por las pizarras del Namuriense superior - Westfaliense inferior. Ahora bien, además de esta superficie principal, existen otras secundarias, de modo que en el Manto de Somiedo se diferencian una serie de escamas secundarias que convergen hacia el SE y divergen e incluso se individualizan hacia el NW. Este desarrollo de las escamas, longitudinalmente al manto, es un hecho común en los mantos cantábricos y ha sido descrito ya para el manto de Beleño (JULIVERT 1965) que es el más importante de los mantos de la Zona Cantábrica.

En el Manto de Somiedo existen tres puntos en los que se ven aparecer escamas secundarias y en los que esta aparición se produce a partir del frente cartográfico del manto. Estos puntos son: Rabanal, Robledo y el sector entre Puerto Ventana y Villanueva (fig. 3). Además, otra escama (escama de Villar) aparece en el interior del manto sin que la fractura se vea unirse a la superficie principal en el actual frente cartográfico.

LAS ESCAMAS MERIDIONALES

La parte al S de la semiventana de Hurgas no ha sido estudiada; no obstante ha podido verse que desde Rabanal hacia el W se diferencia una escama (fig. 3) que primero da lugar a una repetición del Oville o a un cabalgamiento del Láncara sobre Oville, pero que a partir del arroyo de Riolago empieza a cortar términos cada vez más altos y a diverger del trazado del frente del manto para dirigirse al WSW. La evolución hacia el W de esta escama y de otra que parece existir más al S, podría ser un tema interesante de estudio.

LAS ESCAMAS DE ROBLEDO

En el lado N de la semiventana de Hurgas, al N de los pueblos de Robledo y Cospedal se observa una nueva individualización de escamas. En efecto, remontando el Valle de La Majúa se encuentra duplicada la cuarcita ordovícica y en la ladera S del valle existen todavía dos franjas de cuarcita más, todas ellas con el muro hacia el E y el techo hacia el W, es decir que se trata de una serie de escamas (el frente principal del manto y tres escamas más) y no de una repetición por pliegues (véase mapa).

Excepto la escama más occidental que desaparece en forma subcutánea dentro del Formigoso, las demás se cortan entre sí hacia el S, de modo que de E a W

cada escama sucesiva corta a la anterior y la sustituye en su papel de formar el frente cartográfico del manto. Hacia el N, todas ellas doblan para dirigirse hacia el W, como consecuencia del sinclinal de Torrebarrio que las deforma; finalmente, excepto la que forma el frente del manto, las cuarcitas desaparecen interrumpidas por la superficie de fractura, que corta niveles cada vez más altos y finalmente deja de observarse al alcanzar el nivel particularmente plástico de La Vid. Dos anticlinales bien dibujados por la arenisca de San Pedro se sitúan en relación con la terminación NW de estas escamas.

Por lo que se refiere a la cuarcita en relación con el frente del manto, ésta queda interrumpida al NW de Genestosa, por una falla que la desplaza hasta el pico de Morronegro. Un problema que puede plantearse a primera vista es con cuál de las cuatro cuarcitas que forman las escamas al N de Robledo y Cospedal enlaza la cuarcita de Morronegro, que dibujando una serie de pliegues se continúa por la Peña de Azmón y forma (con el Cámbrico que tiene debajo) el frente del manto. Este problema tiene importancia ya que si el enlace es con la más oriental, tal como ha quedado dicho más arriba, las escamas que aparecen al N de Robledo desaparecen por encima de la superficie principal del manto, es decir por detrás de su frente, como se indica en el esquema tectónico de la fig. 3; en cambio, si el enlace es con la más occidental, las demás quedan en forma de retazos situados por delante del frente principal. Una cartografía suficientemente detallada ha permitido poner claramente de manifiesto que se trata de la primera de las dos posibilidades expuestas. La cuarcita ligada al frente en el sector de La Majúa - Genestosa queda interrumpida por una falla al NW de Genestosa, pero una serie de retazos de cuarcita a lo largo de esta falla, pone de manifiesto su relación con la cuarcita de Morronegro; por otra parte en apoyo de esta conclusión está el hecho de que a pesar de una serie de complicaciones de detalle en el núcleo anticlinal inmediatamente al N de dicha falla, el Láncara forma un frente casi continuo desde La Majúa a Puerto Ventana, y finalmente la cartografía de las otras escamas de cuarcita y de los terrenos que las rodean pone también de manifiesto que éstas no enlazan con la cuarcita de Morronegro. El mapa da idea de la disposición de este conjunto de escamas. De todos modos, sobre ellas tendrá que volverse a tratar más adelante, para comprender su significado dentro de la estructura general del manto.

LOS KLIPPEN DE LA MAJUA

A lo largo del frente de los mantos cantábricos suelen encontrarse complicaciones de detalle, que generalmente consisten en pequeñas escamas, que a veces dan lugar simplemente a duplicaciones del nivel de Láncara. No obstante, entre La Majúa y Genestosa estas complicaciones de detalle del frente presentan alguna particularidad por lo que vale la pena describirlas.

Al N de La Majúa, y por delante del frente continuo del manto se encuentra un sinclinal formado por Láncara y con los niveles más bajos de Oville en el núcleo; este sinclinal se orienta aproximadamente NE-SW y termina periclinalmente por el NE en forma muy clara; por el SW la terminación está algo enmascarada pero tiende igualmente a cerrarse. Este sinclinal forma un klippe, aunque no

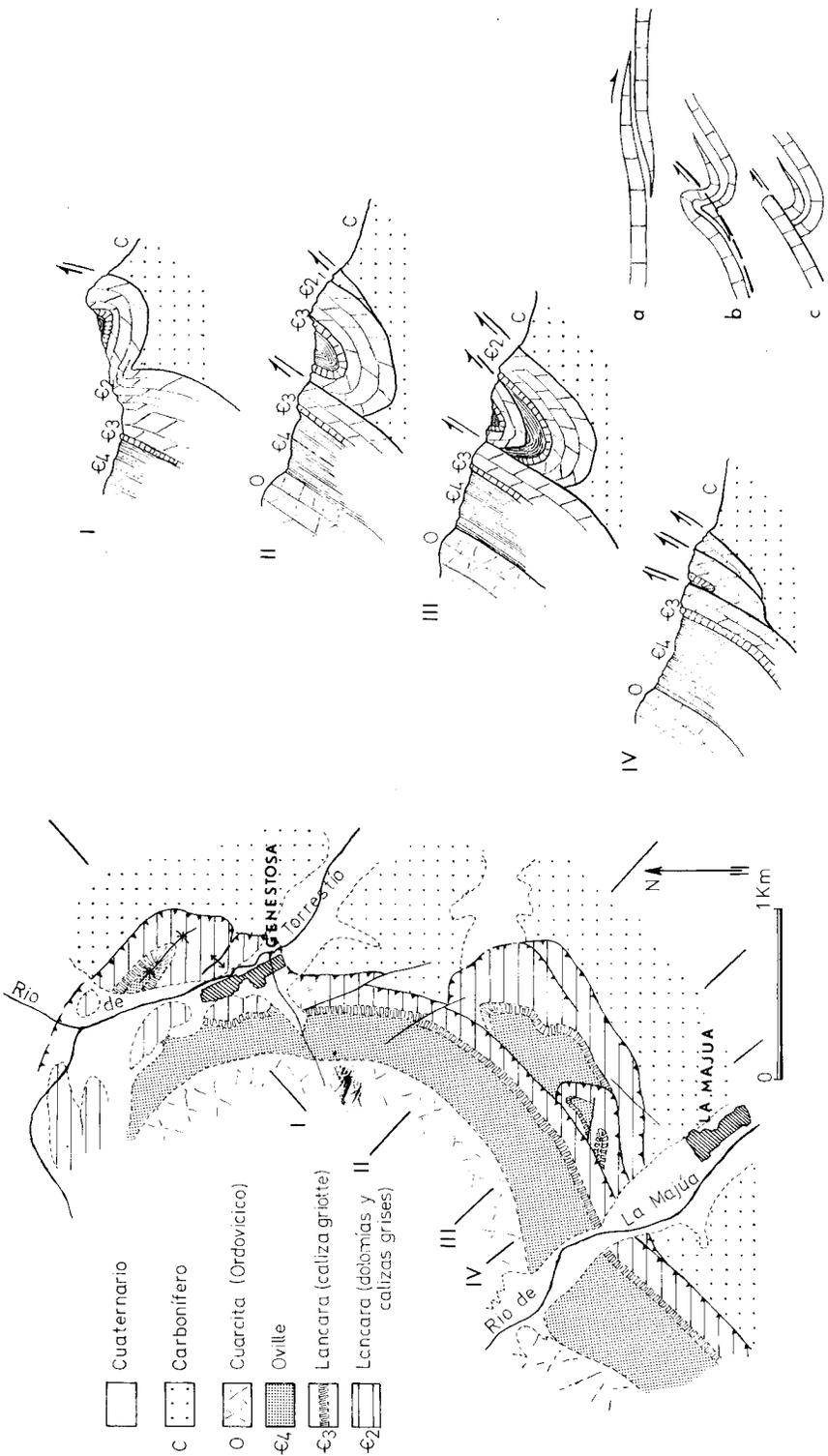


Fig. 4.—Klippen de la región de La Majúa y esquema sobre su formación. A) Duplicación del Lancara; B) Formación de pliegues; C) Desarrollo de un pliegue falla.

completamente aislado, ya que si bien en gran parte de su contorno cabalga al Carbonífero, por el NW es cabalgado por el frente principal del manto.

En el interior de este sinclinal, aunque sin ocupar exactamente su núcleo, se encuentra otro sinclinal menor, de características semejantes que representa otro klippe menor, cabalgante sobre el primero, formado también por Láncara y con algo de Oville en el núcleo y también cabalgado por el NW por el frente principal del manto.

Esta estructura es el resultado de la formación de pequeñas escamas afectando al Láncara y parte más inferior del Oville, superpuestas en número variable y deformadas, en el caso concreto que se describe dando lugar a sinclinales.

Algo más al N, junto a Genestosa se observa una estructura parecida, un sinclinal que forma el cerro al NE del pueblo, unido al resto del manto por un anticlinal muy agudo y algo mecanizado; no obstante no llega a ser una estructura individualizada como los klippen al N de La Majúa.

LA ESCAMA DE VILLAR

La escama de Villar (de Vildas) es la única que aparece aparentemente desligada del frente; aparece en la carretera entre Pola de Somiedo y el puerto. En el kilómetro 35 se encuentra la cuarcita ordovícica en contacto mecánico hacia el N, con las pizarras y areniscas de Huergas (= Naranco), mientras que hacia el S va apareciendo una sucesión normalmente ascendente de términos cada vez más altos, hasta el Carbonífero del núcleo del sinclinal de Vega de Los Viejos. Al E de la carretera, la cuarcita desaparece y la fractura que limita la cuarcita por el N, pasa a afectar niveles más altos y se pierde (véase mapa). Hacia el W en cambio por debajo de la cuarcita aparecen Oville y Láncara y se manifiesta una escama, con las características normales de las escamas y mantos cantábricos, con Láncara a lo largo de todo el frente, formando su base. No obstante, más al W aún, la escama empieza a cortar niveles cada vez más bajos hasta alcanzar la cuarcita ordovícica, el Oville y el mismo Láncara, que afloran en el núcleo del anticlinal de Gúa, que en este sector eleva su eje hacia el NW. A partir de este punto hacia el W la escama desaparece bruscamente y los términos que hacia el E eran cabalgantes pasan a formar parte de una sucesión normal que se apoya sobre la cuarcita de La Herrería, de modo que hay una continuidad entre el Láncara que forma el frente de la escama y el que más al W se encuentra en posición estratigráfica normal entre La Herrería y Oville, tal como está cartografiado en el mapa.

Este hecho no puede interpretarse invocando un descenso en la posición de la superficie de cabalgamiento, es decir, pensando que ésta deja de situarse por debajo de Láncara para perderse dentro de la masa de areniscas de La Herrería; esta solución aparentemente fácil no es válida, ya que La Herrería no se encuentra en ningún punto en posición cabalgante.

La interpretación que hay que dar es, pues, que se trata del paso de una posición de cabalgamiento a una de despegue. La superficie de cabalgamiento se mantiene a lo largo de la escama (dejando aparte su extremo E) paralela a la estratificación y por debajo de Láncara, por lo que se refiere al conjunto cabalgante. Por lo

que respecta al conjunto cabalgado, se hace oblicua, como ya se ha indicado, cortando hacia el W, niveles cada vez más bajos, hasta alcanzar la base de Láncara; en este momento se horizontaliza también con respecto al conjunto cabalgado, y deja de ser una superficie de cabalgamiento para serlo de despegue y pasar desapercibida.

RELACIONES ENTRE LA ESCAMA DE VILLAR Y LAS DE ROBLEDO

Con lo expuesto en el capítulo anterior queda explicada la evolución de la escama hacia el W, pero por lo que respecta a su parte oriental no desaparece, tal como a primera vista parece sugerir la cartografía; en efecto si se analiza el conjunto del manto se observa que las escamas de Robledo se encuentran exactamente en la prolongación de la escama de Villar. Este hecho pone de por sí de manifiesto la relación entre ambas estructuras; ahora bien, el problema a plantearse es lo que sucede en la zona intermedia. El acortamiento producido, tanto por la escama de Villar como por las de Robledo, debe tener su compensación en la zona comprendida entre la terminación SE de la primera y la terminación NW de las escamas de Robledo, de lo contrario el nacimiento de estas escamas tendría que estar ligado a una rotación respecto a un eje vertical situado en sus respectivas terminaciones. El paso lateral a un pliegue, que es una de las soluciones teóricas posibles, no parece la solución adecuada, ya que si bien la zona en cuestión se encuentra plegada, los pliegues que la afectan tienen su prolongación más allá de los límites de esta zona y no se ven claramente relacionados con las escamas; todos ellos pueden interpretarse fundamentalmente como efecto del plegamiento que afectó posteriormente a los mantos.

La interpretación que hay que dar a los hechos expuestos es que las escamas no se interrumpen, es decir, que la escama de Villar enlaza perfectamente con las de Robledo sólo que en forma subcutánea. Al respecto hay que considerar el mecanismo de emplazamiento de los mantos cantábricos (JULIVERT 1967 a), que se efectúa en función de una superficie de despegue general a partir de la cual superficies oblicuas a la estratificación cortan a niveles más altos, pero que en vez de alcanzar directamente la superficie pueden horizontalizarse de nuevo en superficies de despegue secundarias. Esta disposición trae como consecuencia que por lo general y al nivel actual de erosión de la cordillera, el que una escama aparezca o no como subcutánea se debe al nivel a que la erosión la corta.

Así pues la escama de Villar queda interrumpida junto a la carretera al Puerto de Somiedo y no reaparece hasta la zona de escamas de Robledo, porque en la zona intermedia la erosión ha respetado niveles más altos. Ahora bien, existen ciertas diferencias según se considere la aparente terminación de la escama de Villar o de las de Robledo; estas últimas se continúan subcutáneamente por debajo de los niveles devónicos que aparecen continuos (Santa Lucía aparece particularmente clara en forma continua desde el flanco NE del Sinclinal de los lagos de Saliencia hasta el flanco SW del de La Cueta) y que han podido sufrir un ligero despegue a nivel de La Vid. La escama de Villar, en cambio, afecta niveles más altos, llegando a cabalgar al nivel de Huergas (= Naranco); es decir que en un corte a través de la

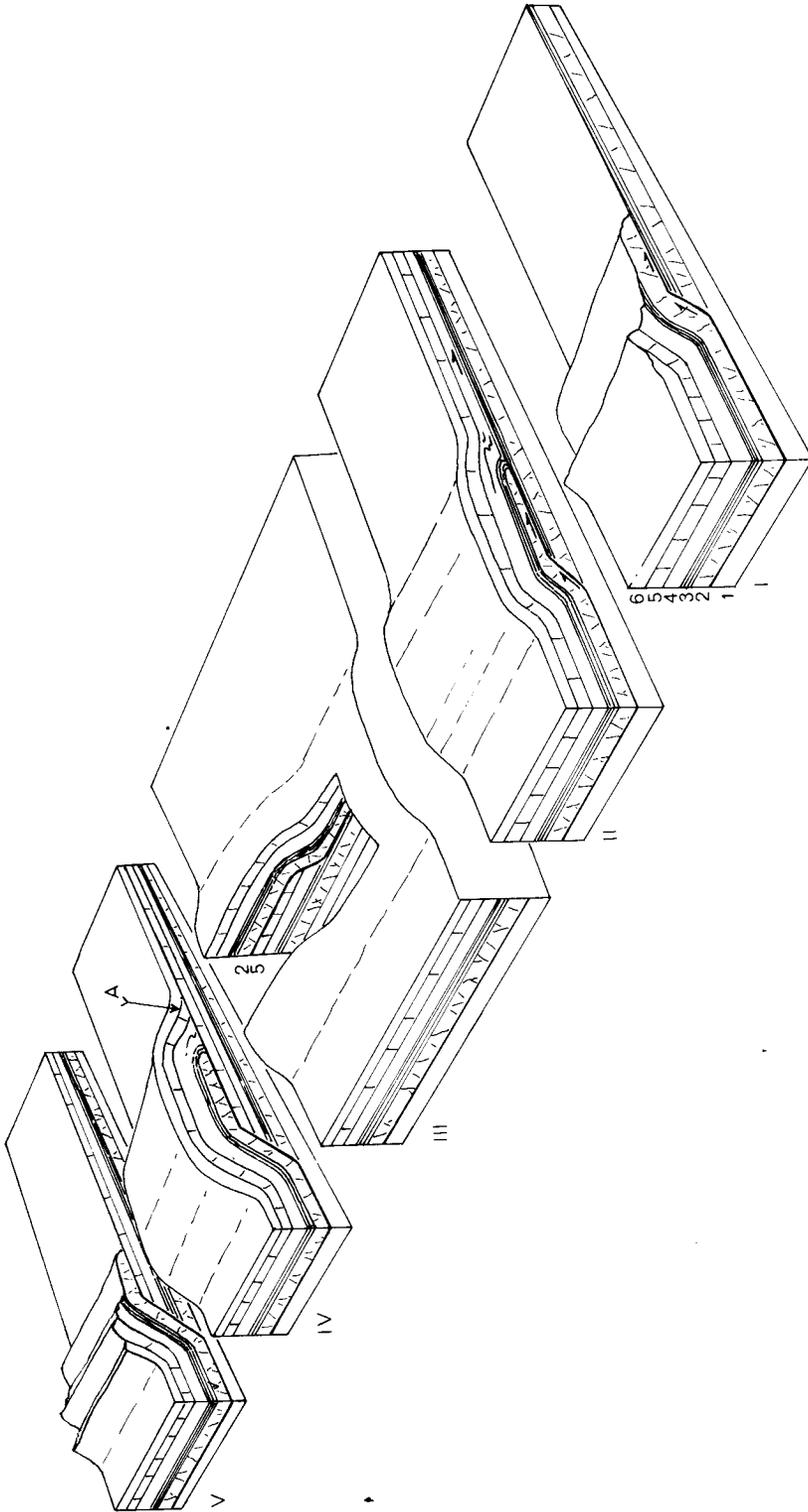


Fig. 5.—Esquema ilustrando la relación entre la escama de Villar y las de Robledo; en este esquema se ha prescindido de los pliegues que posteriormente a su emplazamiento deformaron los mantos. 1) Arenisca de la Herrería (Georgiense); 2) Formaciones Láncara, Oville y Cuarcita de Barrios (Cámbrico-Ordovícico inferior); 3) Silúrico; 4) Devónico inferior a la Caliza de Santa Lucía; 5) Caliza de Santa Lucía; 6) Devónico superior a la Caliza de Santa Lucía. I, Disposición correspondiente a las escamas de Robledo, el cabalgamiento se realiza sobre niveles bajos (Silúrico). II, El cabalgamiento no se manifiesta en superficie, sino que aparece como subcutáneo, los niveles 4, 5, 6 están despegados, por delante del frente de cabalgamiento; este bloque corresponde a un corte a través de las terminaciones SF. de los sinclinales de La Cueta y los Lagos de Saliencia y no se diferencia del bloque I más que en el nivel en que lo ha cortado la erosión. III, La superficie de cabalgamiento cambia de nivel y pasa de cabalgar al Silúrico a hacerlo sobre la Caliza de Santa Lucía. IV, El cabalgamiento se efectúa sobre la Caliza de Santa Lucía; A, Alto del Mojón. V, El cabalgamiento continúa con las mismas características, pero la erosión lo ha puesto más de manifiesto. Estas condiciones se dan en la escama de Villar.

escama de Villar se encuentra al N de la misma el nivel de Santa Lucía que forma el flanco SW del anticlinal de Gúa, en posición cabalgada, y al S vuelve a encontrarse en posición normal, es decir formando parte del conjunto cabalgante (caliza de Santa Lucía de la terminación periclinal N del sinclinal de Vega de Los Viejos y del extremo NW del de La Cueta). Las dos series de afloramientos (cabalgados y cabalgantes) convergen hacia el Alto del Mojón (al ENE del Pto. de Somiedo) en la forma indicada en la cartografía. La interpretación es la que se da en la fig. 5; es decir que se trata del sector en que la superficie de cabalgamiento va cortando niveles cada vez más altos con respecto al conjunto cabalgante, pero se mantiene paralela con respecto al conjunto cabalgado, y por ello va produciendo una convergencia en las capas de los dos conjuntos hasta pasarse a condiciones de despegue y desaparecer el cabalgamiento.

A todo lo dicho hay que añadir todavía algunas consideraciones más. El que la escama de Villar cabalque términos más altos que las de Robledo significa que lateralmente y en el sector en que la escama aparece como subcutánea la superficie de cabalgamiento tiene que ir cortando niveles cada vez más bajos hasta alcanzar la posición que tiene en las escamas de Robledo. La fig. 5 intenta ilustrar esquemáticamente todo cuanto acaba de exponerse; para simplificar el dibujo se ha prescindido de los pliegues que se desarrollaron con posterioridad y que actualmente afectan a los mantos.

LA ESCAMACION SEPTENTRIONAL DEL MANTO

Al N de Puerto Ventana aparecen nuevas complicaciones en el frente del manto y se originan nuevas escamas. Dejando aparte complicaciones de detalle que aparecen suficientemente claras en la cartografía, es de señalar que junto a Torce empieza a aparecer, por delante del frente principal del manto, un nuevo frente de cabalgamiento que va divergiendo poco a poco hasta ir diferenciando una unidad importante (escama de Tameza). De este modo, a partir del paralelo de Villanueva, en que ya han desaparecido otras escamas secundarias que existen más al S y quedan lugar a que en algunos puntos la cuarcita ordovícica llegue a encontrarse repetida cuatro veces, quedan diferenciadas dos escamas de igual importancia, la más oriental se denominará de Tameza y la occidental, de Belmonte.

LA POSICION DEL MANTO DENTRO DEL CONJUNTO REGIONAL

El manto de Somiedo forma parte de una unidad de orden mayor que se extiende desde la falla del Porma al E, describe un arco en la semiventana de Huer gas y se dirige hacia el N, hasta perder su individualidad por la divergencia de las dos escamas de Tameza y Belmonte y por la pérdida en importancia de las traslaciones tangenciales, pasándose a una región en la que las estructuras más prominentes son los pliegues.

Esta gran unidad que se puede denominar unidad de Somiedo - Correcilla, está rota en una multitud de escamas secundarias, pero en todas ellas se ve bien la relación que las une; en la cartografía aparece (véase fig. 6, el mapa de DE SITTER

FIG. 6.- ESQUEMA TECTONICO DEL MANTO DE SOMIEDO Y SU PROLONGACION ORIENTAL



1962, y el que acompaña a este trabajo) constituida fundamentalmente por Devónico, apareciendo materiales inferiores tan sólo hacia los frentes de cabalgamiento y el Carbonífero (exceptuando el Estefaniense discordante) en núcleos sinclinales de limitada extensión. Todo esto contrasta con las estructuras situadas más al N (dentro de la región de Pliegues y Mantos) y que pueden agruparse también en otra gran unidad (unidad de La Sobia - Bodón, MARCOS 1968 *b*), en la que el Carbonífero (Namuriense - Westfaliense inferior) adquiere más importancia (San Emiliano - Teverga).

Estas dos grandes unidades, que se disponen paralelamente en arco, constituyen de por sí todo el sector S de la región de Pliegues y Mantos. La individualidad de estas dos zonas adquiere su máxima claridad en la transversal de Puerto Ventana, donde quedan representadas por el Manto de Somiedo (la meridional y por tanto occidental) y el Manto de La Sobia (la más septentrional y oriental).

De las escamas en que se fragmenta el Manto de Somiedo se ha tratado ya suficientemente. Las escamas que aparecen al S de la semiventana de Huergas son aún mal conocidas, aunque en la actualidad son objeto de estudio por parte de otras escuelas. Por lo que respecta a la prolongación oriental de la Unidad, ésta se rompe también en varias escamas secundarias (DE SITTER 1962, EVERS 1967). Un esquema tectónico de conjunto se da en la fig. 6.

CONCLUSIONES EN TORNO AL EMPLAZAMIENTO DE LOS MANTOS

Las características del Manto de Somiedo y su mecanismo de emplazamiento coinciden con lo observado en las demás unidades cabalgantes de la Zona Cantábrica; un estudio detallado que incluía una comparación con estructuras semejantes de los Apalaches, se llevó a cabo en el manto del Ponga (JULIVERT 1967 *a*); por ello se hará sólo referencia a aquellos aspectos que puedan aportar alguna novedad o que pueda interesar comparar con otras localidades.

En cuanto a la posición de las superficies de cabalgamiento, éstas se sitúan por debajo del nivel de Láncara como es habitual y hay que relacionarlas por tanto con el despegue general por debajo del nivel calizo y dolomítico de Láncara. Por lo que hace referencia a la posición de la superficie de cabalgamiento con respecto al conjunto cabalgado, el frente principal de cabalgamiento se sitúa por encima de los niveles carboníferos (Namuriense superior - Westfaliense inferior) de la cuenca de San Emiliano - Teverga. Las escamas secundarias en cambio cabalgan a niveles muy diversos; algunas a la cuarcita ordovícica, al igual que en la región del manto del Ponga, otras a diferentes niveles del Devónico o al Silúrico. Así pues, al igual que para el manto del Ponga existen varios niveles de despegue secundarios, además del nivel principal por debajo de Láncara; los diferentes niveles a que se realizan los cabalgamientos y la escama de Villar - Robledo, con su segmento subcutáneo, ilustran perfectamente este hecho.

El manto de Somiedo, al igual también que el manto del Ponga no se desliza como un paquete único, sino que está roto en una multitud de escamas cuyo número y posición varía a lo largo del manto.

El emplazamiento de los mantos en relación con un despegue que se sitúa dentro del Cámbrico, plantea el problema del papel que ha jugado el Precámbrico durante el emplazamiento de los mantos. El estudio de la escama de Villar permite aportar algún nuevo dato; en efecto dicha escama desaparece hacia el W ya que se pasa de una posición de cabalgamiento a una de despegue, sin que se vean involucrados ni la Arenisca de La Herrería ni el Precámbrico, los cuales debieron responder al acortamiento que ponen de manifiesto los mantos y escamas, con una tectónica propia, aunque por el momento imposible de determinar.

DESCRIPCION DE LOS PLIEGUES LONGITUDINALES

Superpuestos a las estructuras que acaban de describirse se encuentran un conjunto de pliegues, los más importantes de los cuales se orientan aproximadamente longitudinales con respecto a los frentes de los mantos. Estos pliegues no tienen una gran continuidad longitudinal, de modo que el número de ellos varía mucho según se considere un corte a través del extremo W del área cartografiada, a través de su zona central, o bien a través de la parte oriental, es decir de la región de la semiventana de Huergas.

En la parte más occidental del área estudiada se observan sólo tres pliegues importantes: el Sinclinal de Páramo (que es simplemente el extremo NW del de La Vega de Los Viejos), el Anticlinal de Gúa y el Sinclinal de los lagos de Saliencia.

En la parte central, en cambio, existen tres sinclinales importantes, el de los Lagos de Saliencia, el de La Cueta y el de La Vega de Los Viejos; los dos últimos separados por un anticlinal agudo, el anticlinal del Puerto de Somiedo, y los dos primeros separados por otro anticlinal también muy agudo que es el mismo anticlinal de Gúa ya citado. Hacia el SE entre los sinclinales de La Cueta y los Lagos de Somiedo aparecen varios pliegues, de los cuales uno de ellos se va desarrollando hacia el E y constituye el sinclinal de Torrebarrio.

En la parte más oriental de la región estudiada los pliegues vuelven a ser más laxos; el frente del manto describe varios arcos debido a estos pliegues. En líneas generales se observa un gran arco con su convexidad hacia el E, roto en dos por un entrante, al N de Torrebarrio; este trazado se debe a la existencia de dos sinclinales, el de los Lagos de Saliencia al N y el de Torrebarrio al S (véase fig. 7), separados por un anticlinal. Al S se observa otro gran arco, pero con la concavidad hacia el E; es el anticlinal de Huergas que da lugar a la existencia de la semiventana de Huergas.

La relación existente entre todos estos pliegues en sentido longitudinal no es siempre clara. El sinclinal de los Lagos de Saliencia es el más continuo y se sigue a través de toda la región estudiada; este es un pliegue de primer orden que presenta en ambos flancos multitud de pliegues de orden menor, subordinados. El anticlinal de los Puertos de Triana y el Sinclinal de Torrebarrio tienen un desarrollo longitudinal mucho menor, ambos desaparecen hacia el W. El anticlinal de Gúa se va estrechando progresivamente hacia el SE y se relaciona con el anticlinal de Huergas, aunque ésta es una estructura mucho más amplia frente a la cual se alinea no sólo el anticlinal de Gúa sino también el sinclinal de La Cueta y el anticlinal del Puerto

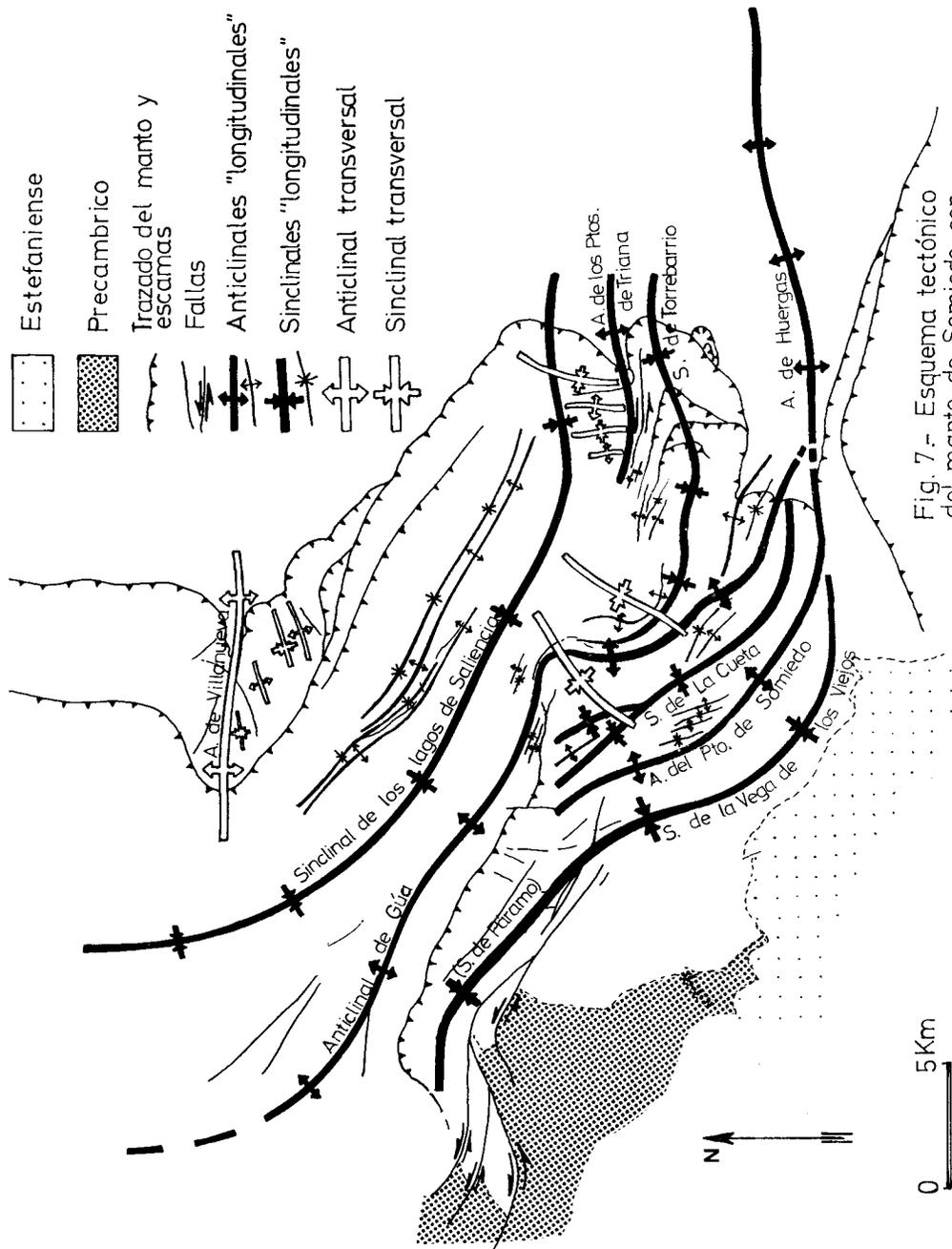


Fig. 7.- Esquema tectónico del manto de Somiedo, con el trazado de los pliegues que lo deforman.

de Somiedo, al igual que sucede con el anticlinal de Gúa en su extremo NW, es decir en el Valle de Somiedo. El sinclinal de La Cueta es un braquisinclinal que se limita al área de La Cueta. Finalmente el sinclinal de La Vega de Los Viejos (y su prolongación NW, el sinclinal de Páramo) es una estructura más importante que hacia el NW se prosigue hasta el límite de la región estudiada y por el SE termina frente a la semiventana de Huergas.

Las tres zonas, SE, central y NW, responden a la disposición de los ejes de los pliegues. La SE, que corresponde a la zona en que el frente cartográfico del manto se dibuja con su trazado festoneado, corresponde a una zona en la que los ejes de los pliegues se hunden hacia el W o el NW; esta zona, por este motivo tiene unas características muy semejantes a las que se han descrito en otras ocasiones del manto del Ponga (JULIVERT 1967 *a, b*). La zona central coincide con una depresión en los ejes de los pliegues y por este motivo en ella se dibujan sinclinales (La Cueta, Vega de Los Viejos) que terminan periclinalmente tanto hacia el SE como hacia el NW; el corte más representativo para ilustrar sobre las características de la tectónica de pliegues es el que puede obtenerse a través de este sector central. Finalmente, el sector NW es un sector en el que los ejes de los pliegues (salvo tal vez el sinclinal de los Lagos de Saliencia) se hunden hacia el SE, aunque suavemente.

EL SINCLINAL DE LOS LAGOS DE SALIENCIA Y PLEGUES SECUNDARIOS ASOCIADOS

Se trata de un sinclinal cuyo núcleo está ocupado por el Carbonífero; este sinclinal tiene una terminación periclinal ensanchada, con dos charnelas y por consiguiente dos planos axiales. Esta estructura que es debida a la existencia de unos pliegues cruzados con los descritos hasta ahora, será estudiada más adelante; dentro de este capítulo se tratará tan sólo de las estructuras «longitudinales».

El núcleo carbonífero del sinclinal no parece muy afectado por pliegues secundarios; en la región de los lagos puede verse el núcleo del sinclinal, que forma un pliegue único. Hacia los flancos, en cambio aparecen una serie de pliegues subordinados, generalmente de radio comparativamente pequeño y de gran extensión longitudinal.

Por lo que respecta al flanco NE, existen dos sinclinales y dos anticlinales. El sinclinal y anticlinal más septentrionales, pueden verse bien en la caliza de Santa Lucía, en la carretera de Torrestío a los Lagos, donde se observa un sinclinal bastante laxo, aunque asimétrico, con el núcleo ocupado por Huergas y un anticlinal (en el detalle, dos separados por un pequeño sinclinal), también asimétrico, todo ello vergente al S (fig. 8). Los niveles más bajos de Santa Lucía dibujan una multitud de pequeños pliegues disarmónicos. Estos dos pliegues, sinclinal y anticlinal, se continúan hacia el NW y el anticlinal se hace nuevamente bien visible desde Saliencia hacia el W ya que aparece en su núcleo la caliza de Santa Lucía; remontando el valle al S de Endriga o siguiendo el valle del río Saliencia, aguas abajo de Arbeyales, pueden verse dos buenos cortes de dicho anticlinal. El sinclinal en cambio no se observa bien, ya que entre Saliencia y Arbeyales coincide con el fondo del valle, pero en la cartografía queda señalado ya que su núcleo está ocupado por las Pizarras de Huergas.

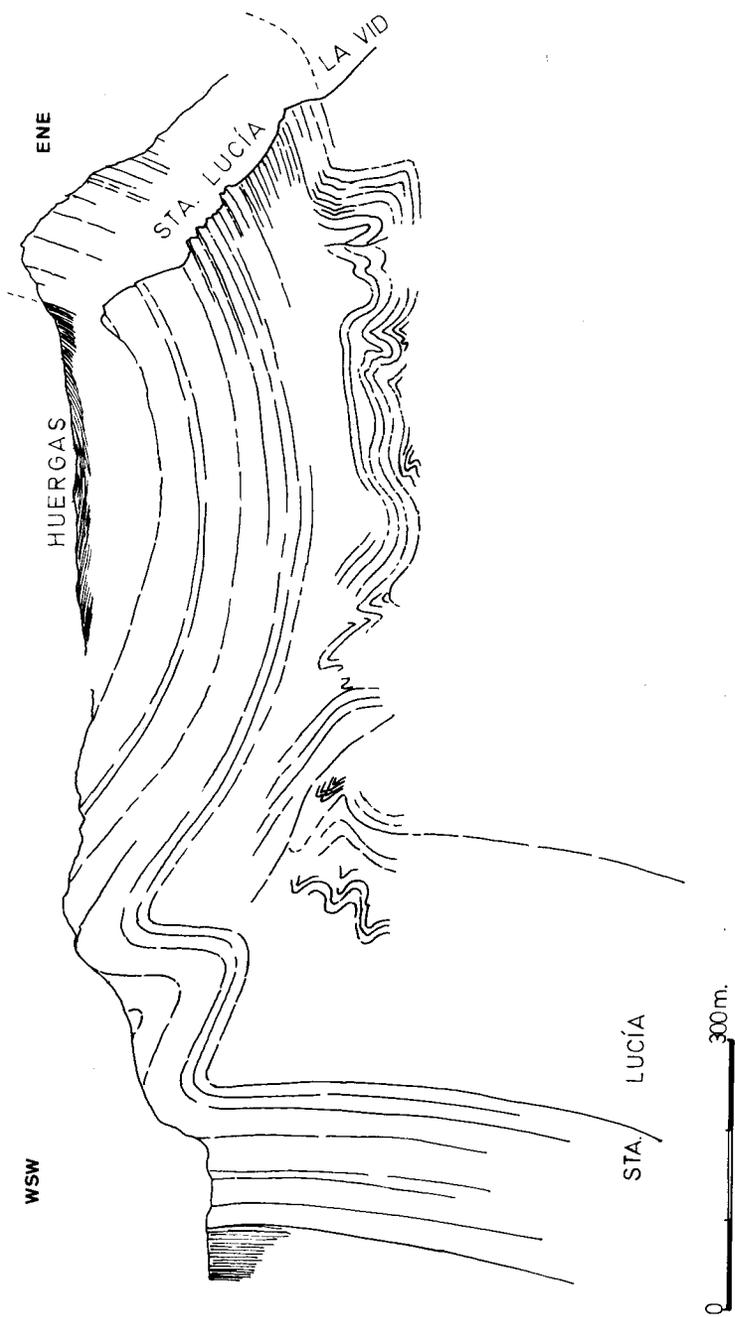


Fig. 8.—Pliegues en Santa Lucía, en el flanco N del Sinclinal de los Lagos de Saliencia, en la carretera de Torrestío a los lagos.

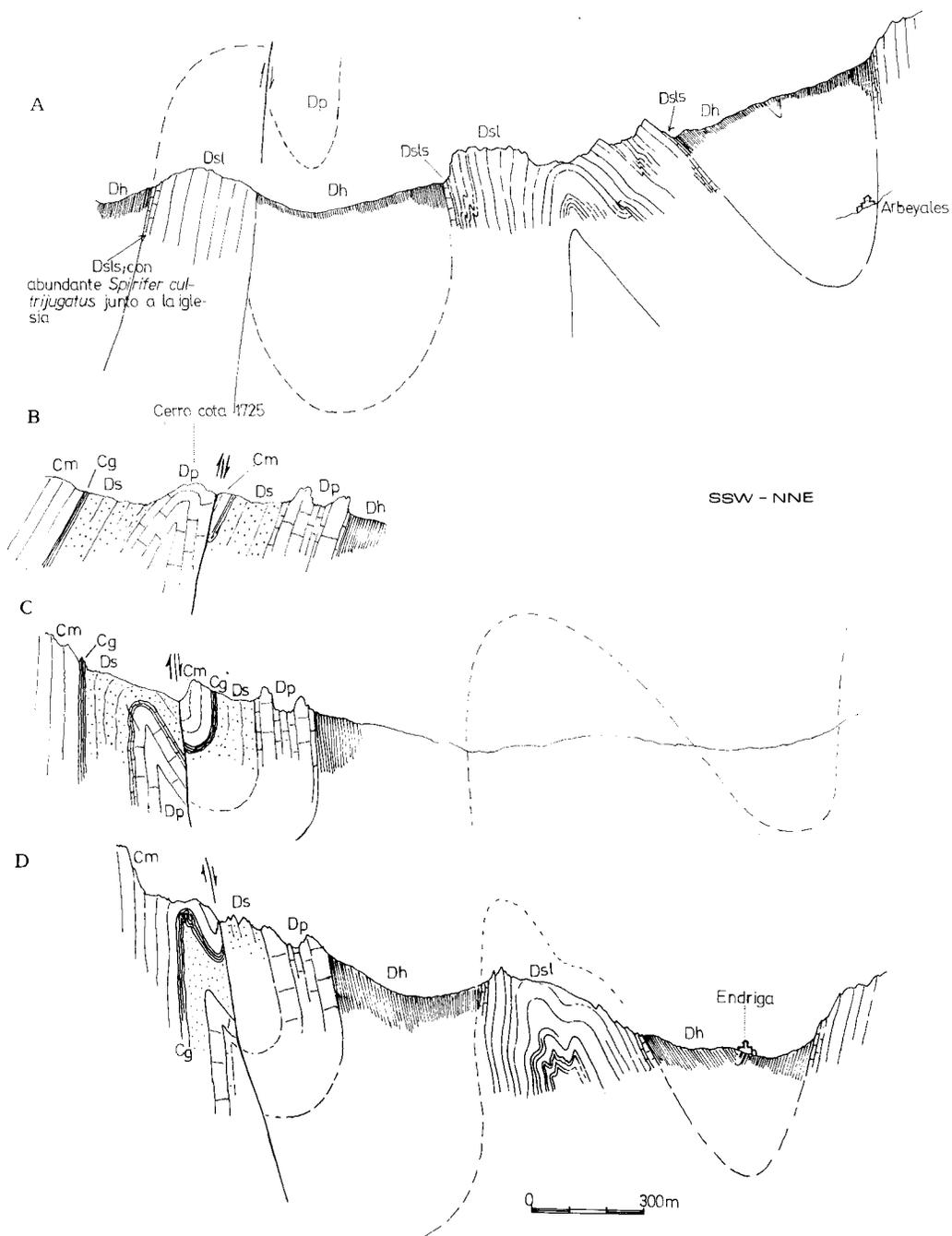


Fig. 9.—Cortes en serie a través de los pliegues secundarios del flanco N del Sinclinal de los Lagos de Saliencia, en el valle de Saliencia; el anticlinal en la Caliza de Santa Lucía, presenta a su vez pliegues subordinados de orden inferior. Dsl) Santa Lucía. Dsls) parte superior de Santa Lucía (90-100 m) de tonos rojizos con *S. cultrijugatus*. Dh) Huergas. Dp) Portilla. Ds) Areniscas del Devónico Superior. Cg) Caliza griotte. Cm) Caliza de Montaña.

Los otros dos pliegues pueden verse en la zona de las cabeceras de los afluentes que llegan al río Saliencia, entre Endriga y Arbeyales, por su margen izquierda. Al S de Endriga pueden verse las areniscas del Devónico superior formando dos franjas separadas por una de Caliza de Montaña; esta franja de Caliza de Montaña está tectonizada por su lado S, pero presenta muy claramente en su lado N la caliza griotte con goniatitidos, formando por tanto una sucesión normal con las areniscas del Devónico superior que constituyen la franja más septentrional; esta franja caliza representa pues un sinclinal incompleto. La franja meridional de areniscas termina hacia el E rodeada periclinalmente por la griotte y la Caliza de Montaña; puede verse perfectamente la Caliza de Montaña formando un anticlinal con la griotte en su núcleo. Hacia el W estas estructuras se prosiguen; la Caliza de Montaña termina y el sinclinal se prolonga por las areniscas del Devónico superior a la vez que en el núcleo anticlinal, hasta entonces ocupado tan sólo por las Areniscas del Devónico superior de la franja más meridional, aparece la caliza de Portilla. Más al W aún,

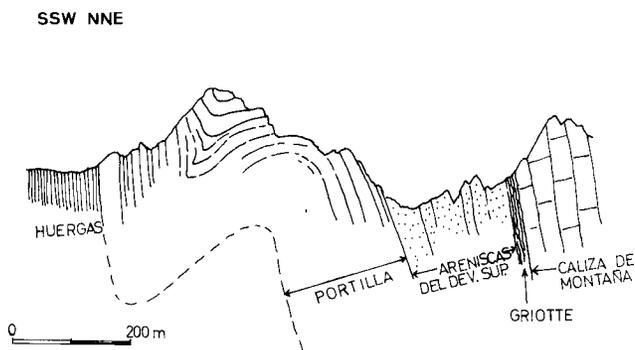


Fig. 10.—Pliegues en la Caliza de Portilla en la zona del Corralón, en el flanco S del sinclinal de los Lagos de Saliencia.

en el corte a lo largo del río Saliencia, aguas abajo de Arbeyales, todos los pliegues se desarrollan en los niveles de Huergas y Santa Lucía mientras que Portilla y las Areniscas del Devónico superior forman cada una de ellas una franja única.

El flanco SW del Sinclinal de los Lagos de Saliencia está mucho menos replegado, ya que los pliegues apretados que afectan a Santa Lucía y Huergas y que pueden verse a lo largo del río Cebollada, aguas arriba de La Cueta, corresponden a la zona anticlinal que separa los sinclinales de los Lagos de Saliencia y La Cueta. Tan sólo en la zona del Corralón se observa Portilla afectada por pliegues de detalle (fig. 10).

Si se dejan de considerar individualmente todas estas estructuras para considerarlas en su conjunto, se observa cómo su disposición obedece a la que corresponde a un pliegue principal (sinclinal de los Lagos de Saliencia) y pliegues de segundo orden (parasitic folds) con él asociados; la fig. 11 ilustra suficientemente esta disposición. Esta relación entre estos pliegues de dos órdenes de dimensiones diferentes, pone de manifiesto el verdadero significado de los pliegues de menor ra-

dio que se disponen paralelamente al gran sinclinal de los Lagos de Saliencia y cuya significación no debe por tanto sobrevalorarse. Por otra parte todo esto pone de manifiesto que todos los pliegues descritos hasta ahora están genéticamente ligados entre sí, es decir, que se han formado conjuntamente. Esta conclusión tiene importancia, ya que en una región en la que se distingue entre un momento de emplazamiento de los mantos y su plegamiento posterior, es importante saber con qué etapa de deformación deben relacionarse las estructuras de orden menor que se obser-

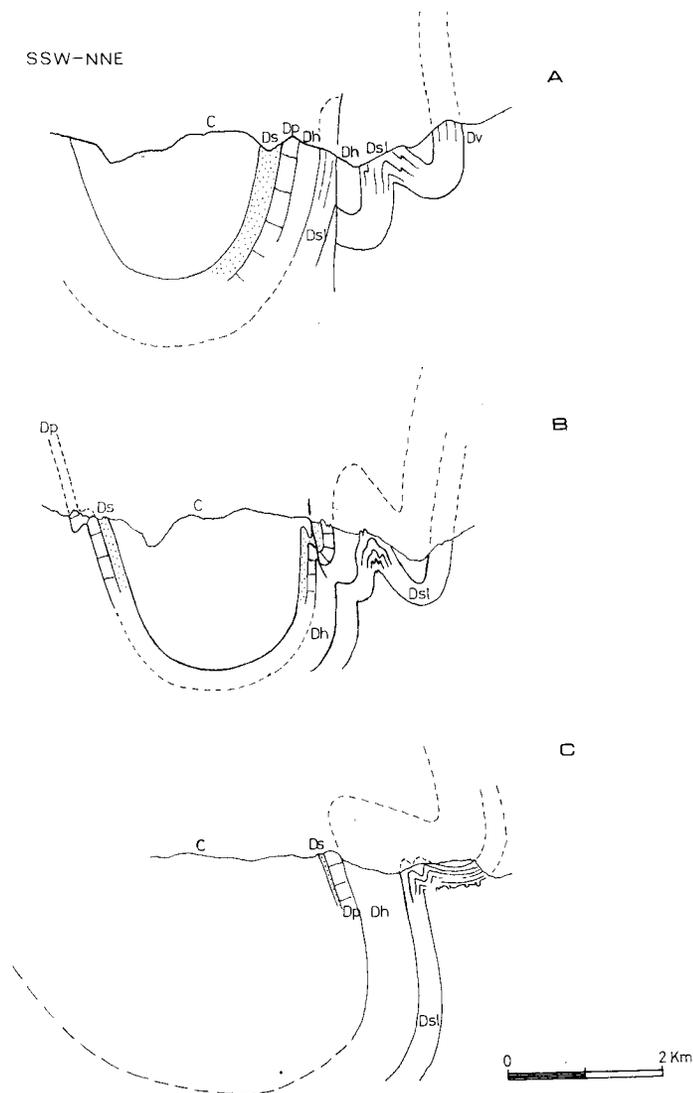


Fig. 11.—Esquema de la disposición de los pliegues subordinados (parasitic folds) en los dos flancos del sinclinal de los Lagos de Saliencia. Dv) La Vid. Dsl) Santa Lucía. Dh) Huergas. Dp) Portilla. Ds) Areniscas del Devónico Superior. C) Carbonífero. Corte A, por Arbeyales (véase corte A, fig. 9); corte B por Endriga (véase corte D, fig. 9), corte C entre Torrestío y Los Lagos (véase fig. 8).

van. Dicho de otro modo, los pliegues hasta ahora descritos son todos sincrónicos y deben interpretarse como posteriores al emplazamiento de los mantos, sin que ninguno de los pliegues de radio menor observados pueda interpretarse como debido a un arrastre producido durante el emplazamiento de los mismos.

LA ZONA ANTICLINAL ENTRE LOS SINCLINALES DE LOS LAGOS DE SALIENCIA Y LA CUETA

Entre los sinclinales de los Lagos de Saliencia y La Cueta se encuentra una zona formada por varios pliegues muy apretados pero en conjunto con carácter anticlinal, cuya estructura puede verse bien remontando el río Cebolleda desde La Cueta. Esta zona anticlinal es la prolongación del anticlinal de Gúa y constituye el enlace entre este anticlinal y el de Huergas.

Remontando el río Cebolleda desde La Cueta y una vez atravesados los niveles de Portilla y Huergas, se alcanza la Caliza de Santa Lucía y a continuación las capas altas, rojas, de La Vid. El afloramiento de La Vid es estrecho y nuevamente aparece la caliza de Santa Lucía formando un anticlinal que puede verse muy bien en la margen derecha del río, mirándolo desde la vertiente izquierda, a una cierta altura. Después del núcleo anticlinal calizo se encuentra una franja pizarrosa que corresponde a Huergas si bien el contacto con Santa Lucía que aparece en anticlinal debe estar algo tectonizado; Huergas ocupa aquí posición sinclinal, con el flanco

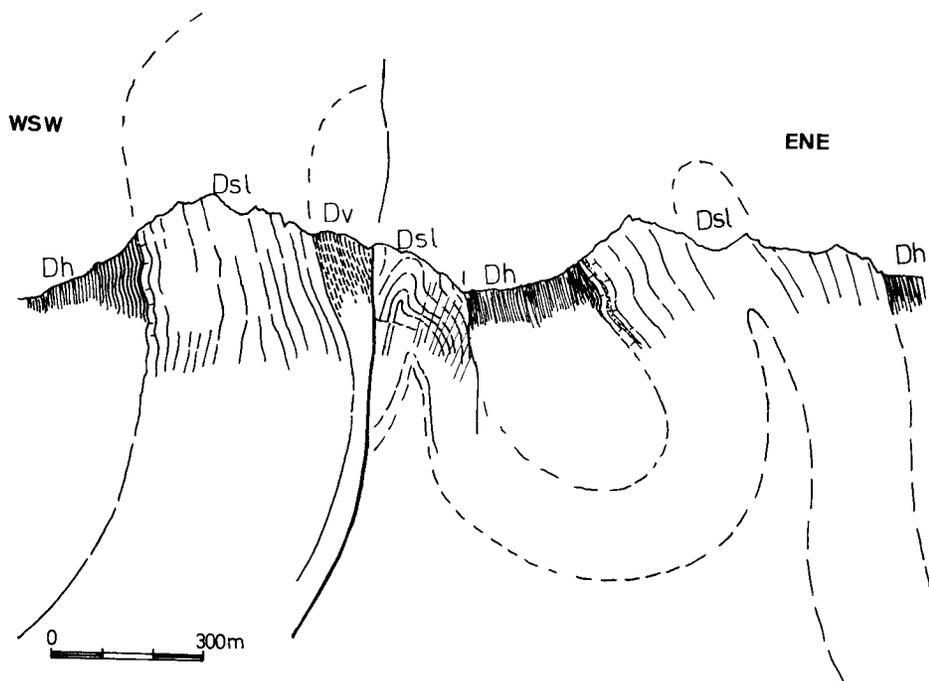


Fig. 12. Pliegues en la zona anticlinal entre los sinclinales de La Cueta y Vega de Los Viejos, a lo largo del río Cebolleda (margen izquierda) Dh) Huergas. Dsls) capas superiores de las Calizas de Santa Lucía, con *S. cultrijugatus*. Dsl) Calizas de Santa Lucía Dv) capas superiores, rojizas, de La Vid.

W tectonizado pero con el flanco E perfectamente normal, como atestigua el hecho de encontrarse muy bien representadas las capas más altas de Santa Lucía con *Spirifer cultrijugatus*. Finalmente, una nueva franja de Santa Lucía tiene que corresponder a un anticlinal, aunque este no se ve bien en el corte a lo largo del río. En resumen, pues, se trata de dos anticlinales en Santa Lucía separados por un sinclinal con el núcleo ocupado por Huergas y una falla que repite Santa Lucía permitiendo que afloren las capas más altas de La Vid.

Este tipo de estructura, si bien con variaciones en el detalle, se prosigue a lo largo de toda la estrecha zona que se sitúa entre los sinclinales de los Lagos de Saliencia y La Cueta; así por ejemplo, al NW del Alto del Mojón puede verse también la existencia de varios pliegues, señalados en la cartografía por la presencia de las pizarras de Huergas ocupando un núcleo sinclinal. La fig. 12 ilustra suficientemente estas estructuras.

EL SINCLINAL DE LA CUETA

Se trata de un braquisinclinal, ensanchado hacia el N, donde presenta dos charnelas y dos superficies axiales; al igual que para el sinclinal de los Lagos de Somiedo se trata de una estructura resultante de la existencia de dos sistemas de pliegues entrecruzados. Esta estructura será descrita más adelante; por el momento se tratará tan sólo de las estructuras «longitudinales».

Lo más interesante a señalar en el sinclinal de La Cueta es la existencia en su flanco SW, de una serie de pliegues secundarios, perfectamente visibles a lo largo de la carretera de La Vega de Los Viejos a La Cueta. En la fig. 13, se da un corte del sinclinal de La Cueta desde La Vega de Los Viejos y a lo largo del río Ceboleda. Al igual que se dijo para el sinclinal de los Lagos de Somiedo, los pliegues de radio menor que se encuentran en el flanco SW del sinclinal deben interpretarse como pliegues subordinados (parasitic folds) asociados al mismo; así pues, una vez más se observa que todos los pliegues, de todos los ordenes de dimensiones están perfectamente ligados entre sí.

EL ANTICLINAL DEL PUERTO DE SOMIEDO

Separando los sinclinales de La Cueta y La Vega de Los Viejos se encuentra un anticlinal estrecho, el anticlinal del Puerto de Somiedo. El flanco W de este anticlinal es muy simple, buza entre 60 y 75° al WSW y es a la vez el flanco oriental del sinclinal de La Vega de Los Viejos. El flanco E, que es a la vez el flanco occidental del sinclinal de La Cueta, presenta unos pliegues de detalle a los que se ha hecho ya referencia al hablar de dicho sinclinal.

El anticlinal del Puerto de Somiedo termina hacia el N a la altura del Puerto, donde queda incorporado al anticlinal de Gúa, mientras que hacia el SE se incorpora al anticlinal de Huergas.

WSW

ENE

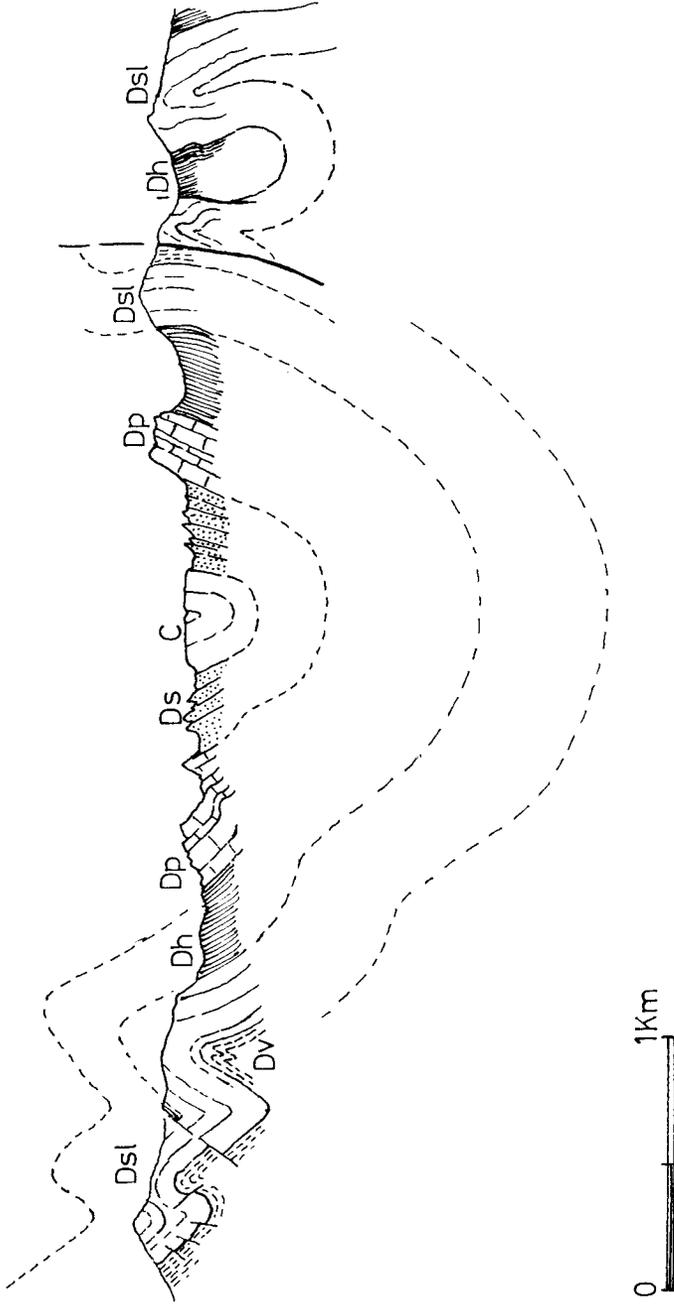


Fig. 13.—Sinclinal de La Cueta: puede observarse cómo los pliegues de menor radio de su flanco E tienen una disposición completamente congruente con respecto al pliegue mayor, lo que pone de manifiesto su carácter de pliegues subordinados (parasitic folds) a este sinclinal. Dv) La Vid. Dsl) Santa Lucía. Dh) Huergas. Dp) Portilla. Ds) Areniscas del Devónico superior. C) Carbonífero (caliza griotte y Caliza de Montaña).

EL SINCLINAL DE LA VEGA DE LOS VIEJOS

Se trata de un sinclinal más alargado que el de La Cueta, aunque al igual que este último presenta una depresión en su eje que coincide en posición con la que presenta el eje sinclinal de La Ceuta y que determina la doble terminación periclinal que presenta.

Un hecho particular a señalar en este sinclinal es su trazado caracterizado por una inflexión bastante brusca tanto en su extremo NW como en su extremo SE. En efecto, mientras en el sector de La Vega de Los Viejos el sinclinal se orienta NW-SE, a la altura del Puerto de Somiedo sufre una inflexión y pasa a orientarse casi E-W. De igual modo, hacia el SE, en Piedrafita de Babia tiene lugar otra inflexión bastante brusca y el sinclinal pasa a orientarse netamente E-W. Sobre este hecho se volverá a tratar más adelante.

EL CORTE DE CONJUNTO: CONCLUSIONES

Las estructuras descritas, vistas conjuntamente permiten obtener un corte completo desde el frente del manto, entre Puerto Ventana y Villanueva (que se encuentra situado en el flanco NE del sinclinal de los Lagos de Saliencia) y el Precámbrico que aflora en el flanco W del sinclinal de La Vega de Los Viejos. Este corte de conjunto confirma una vez más que todos los pliegues se han formado conjuntamente. En efecto, se observan fundamentalmente dos órdenes de dimensiones en los pliegues; por una parte, los tres grandes sinclinales (Lagos de Saliencia, La Cueta, Vega de Los Viejos) y los dos anticlinales que los separan, por otra parte los pliegues de radio menor asociados principalmente a los flancos de los pliegues mayores. Además de estos dos órdenes de dimensiones existen claro está, pliegues de órdenes de dimensiones aún menores, pero siempre presentando una disposición congruente con respecto al pliegue de orden superior con el que se ven asociados.

El que los pliegues mayores sean posteriores al emplazamiento de los mantos es un hecho claro, ya que el frente del manto se encuentra frecuentemente verticalizado y dibuja también los grandes pliegues; como sucede con la semiventana de Huergas. Por lo que respecta a los pliegues de pequeño radio, podría pensarse que alguno de ellos se hubiera originado por el emplazamiento de los mantos. La disposición de los pliegues de radio menor con respecto a los de dimensiones de orden inmediatamente superior excluye esta posibilidad.

EL ANTICLINAL DE GUA EN SU EXTREMO NW

Ya se ha indicado que hacia el NW las estructuras se simplifican y quedan limitadas a los sinclinales de los Lagos de Saliencia y de La Vega de Los Viejos separados por un amplio anticlinal, el anticlinal de Gúa. Este anticlinal abre progresivamente hacia el W y eleva su eje hasta permitir que aflore en su núcleo la cuarcita ordovícica mientras que hacia el E se hace bastante estrecho. Un hecho notable en este anticlinal es la asimetría de sus dos flancos; mientras su flanco NE es relativamente estrecho, su flanco SW es bastante más ancho debido al engrosamiento producido por el cabalgamiento de la escama de Villar.

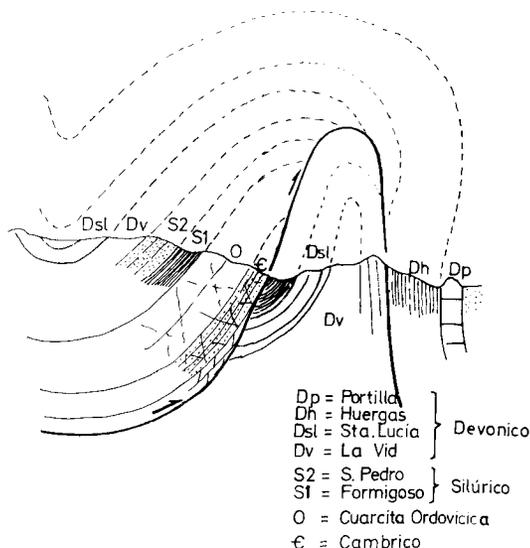


Fig. 14.—Anticlinal de Gúa; obsérvese la disposición relativa del anticlinal y la escama de Villar.

La prolongación del anticlinal hacia el SE presenta algunas particularidades, pues mientras su trazado puede seguirse por la zona anticlinal que separa los sinclinales de los Lagos de Saliencia y La Cueta, el amplio flanco SE da paso al sinclinal de La Cueta y al anticlinal del Puerto de Somiedo.

Por lo que respecta a las relaciones entre el anticlinal de Gúa y la escama de Villar, éstas pueden verse en la fig. 14, es decir que hay una cierta relación entre el engrosamiento producido por la escama y la posición del anticlinal, aunque el plano axial de éste no parece coincidir con el máximo engrosamiento. Hacia el SE se observa que la prolongación del anticlinal de Gúa y el anticlinal de Huergas se sitúan al S de las escamas de Robledo. Todo esto indicaría que si bien ha habido una influencia en la disposición de los anticlinales por parte de las escamas preexistentes, los pliegues han podido situarse con cierta oblicuidad en relación con las escamas.

EL ANTICLINAL (SEMIVENTANA) DE HUERGAS

Del mismo modo que hacia el NE el anticlinal de Gúa se abre formando una estructura de gran radio que da lugar a la desaparición de algunos de los pliegues que existen en la parte central, hacia el SE, el anticlinal de Huergas es también una estructura de gran radio que se desarrolla a expensas de varias de las estructuras de la región central. De este modo aunque la relación entre el anticlinal de Huergas y el de Gúa aparece en sus líneas generales clara desde el primer momento, resulta menos clara en el detalle, cuando se intenta dibujar sobre el mapa el trazado axial de los pliegues. Así el anticlinal de Huergas se forma a expensas, no sólo del anticlinal de Gúa sino también del sinclinal de La Cueta y del anticlinal del Puerto de Somiedo; incluso el mismo sinclinal de La Vega de Los Viejos termina frente a la semiventana de Huergas.

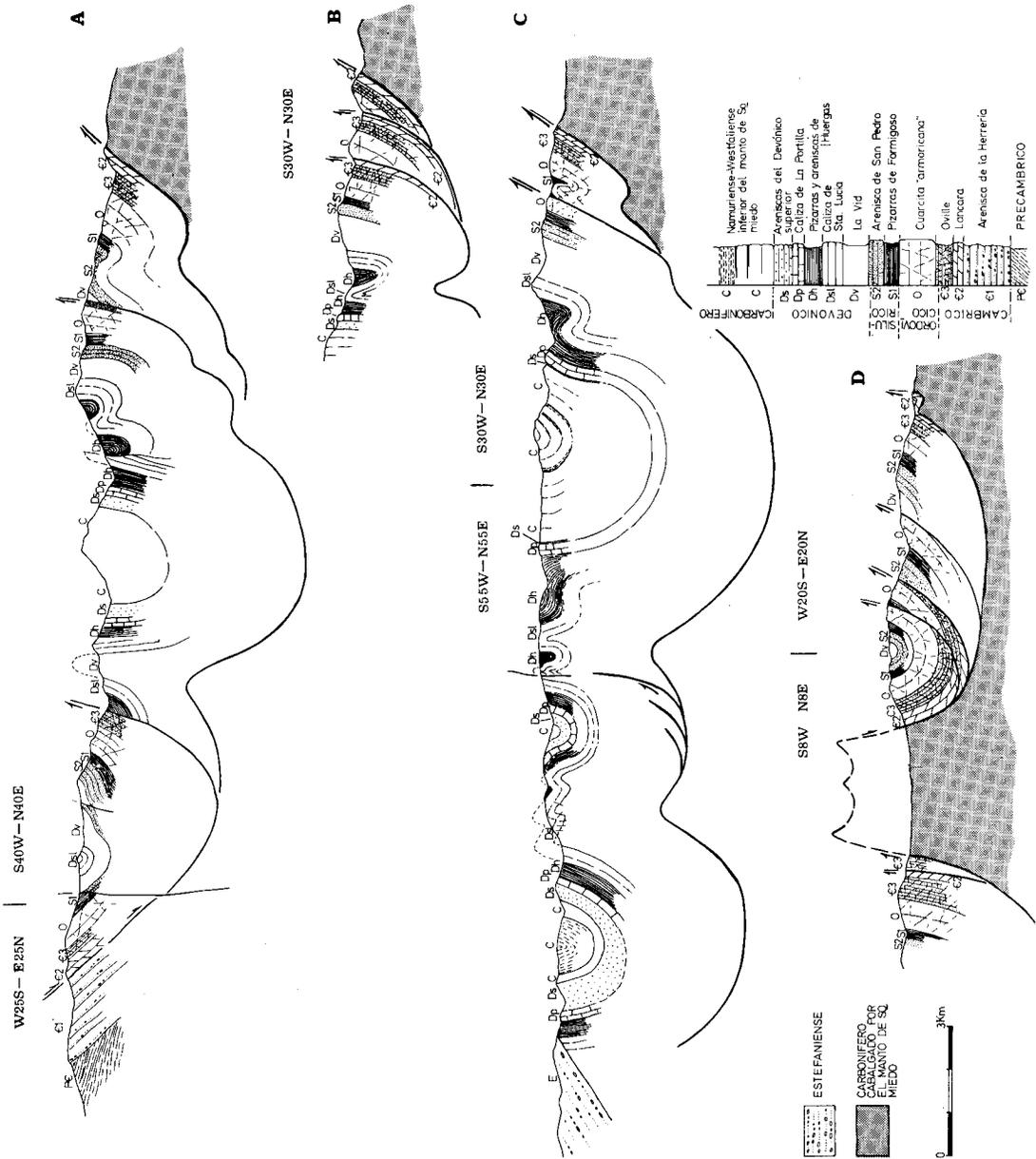


Fig. 1.5.—Cortes en serie a través del Manto de Somiedo.

LOS PLIEGUES TRANSVERSALES

Además de los pliegues descritos hasta ahora, y que pueden denominarse «longitudinales», existen otros pliegues menos marcados que se orientan transversalmente a las estructuras principales, dando lugar a la formación de pliegues entrecruzados (cross folding). Su presencia se pone de manifiesto en tres zonas: a) sinclinal de La Cueta y terminación SE del de los Lagos de Saliencia; b) la zona de Morronegro, al S de Torrestío; c) la región de Villanueva. Este tipo de estructuras transversales fue puesta de manifiesto por MARCOS (1968 *a, b*) algo más al E.

Los pliegues cruzados en los sinclinales de La Cueta y los Lagos de Saliencia.

Los Sinclinales de los Lagos de Saliencia y La Cueta presentan respectivamente sus terminaciones perisinclinales SE y NW ensanchadas, como puede verse en el mapa, de modo que llegan a formar unas estructuras con una doble chamela y doble plano axial. Se trata de un ensanchamiento producido por la existencia de unos pliegues de dirección normal a los descritos hasta ahora y cuyo trazado puede verse en la fig. 7. Son dos pliegues cortos que se superponen a los dos sinclinales de los Lagos de Saliencia y La Cueta y dan lugar al ensanchamiento de sus terminaciones periclinales. Ambos pliegues cruzados tienen el carácter de sinclinal.

Los pliegues cruzados de la zona de Morronegro, al S de Torrestío.

Otro conjunto de pliegues cruzados se encuentra en la zona de Morronegro, al S de Torrestío. En efecto, mientras el trazado axial del anticlinal de los Puertos de Triana va E-W, la serie de pliegues que se manifiestan en la cuarcita de Morronegro y la Peña de Azmón tienen trazados axiales N-S, si bien sus ejes son casi verticales. El anticlinal de los Puertos de Triana se ve perfectamente relacionado con el sistema de pliegues «longitudinales»; por ello pueden interpretarse los pliegues de Morronegro y la Peña de Azmón como parte del conjunto de pliegues «transversales.»

El anticlinal de Villanueva.

Junto con los pliegues cruzados que afectan a los sinclinales de La Cueta y los Lagos de Saliencia, el anticlinal de Villanueva es la estructura «transversal» más marcada. Este anticlinal deforma claramente el frente del manto, de un modo semejante a como lo hacen los pliegues «longitudinales» en la zona de la Semiventana de Hurgas, pero además se cruza con la prolongación N del Sinclinal de los Lagos de Saliencia, de modo que queda bien patente su carácter transversal. Asociados al anticlinal de Villanueva existen también una serie de pequeños pliegues, que afectan sobre todo a los materiales que afloran cerca del frente del manto.

LA ESQUISTOSIDAD

En toda la región del manto de Somiedo existe una esquistosidad grosera, de fractura (fracture cleavage), asociada a pliegues y generalmente con una marcada disposición en abanico. Esta esquistosidad se encuentra desarrollada sobre todo en

los niveles margosos de La Vid, aunque se la encuentra también en los niveles margosos de Santa Lucía y a veces en Láncara y Formigoso. Se observa siempre afectando a pliegues de pequeño radio. Por ello cobran importancia, al querer determinar el momento de su formación, las conclusiones alcanzadas en torno a las relaciones genéticas entre los pliegues a diferentes escalas. Como se recordará, se llegó a la conclusión de que todos los pliegues estaban ligados entre sí, y se habían formado conjuntamente, sin que se observaran pliegues de arrastre en relación con el emplazamiento de los mantos. Por consiguiente la esquistosidad no está relacionada con el emplazamiento de los mantos, sino con su deformación posterior, y concretamente con los pliegues «longitudinales», ya que los pliegues transversales son siempre estructuras bastante laxas y que no llevan pliegues de orden menor asociados.

Una discusión más completa de la esquistosidad se llevará a cabo en un próximo trabajo sobre la región del Cabo Peñas.

LAS FALLAS

Dejando aparte toda la serie de pequeñas fallas que se manifiestan particularmente en los niveles que forman crestones (en las calizas de Santa Lucía particularmente), produciendo pequeños desplazamientos y de las cuales, las más visibles están representadas en el mapa, existen algunas fallas que se desarrollan al S del sinclinal de Páramo (véase fig. 7).

Se trata de varias fallas que hacia el E se reúnen en una sola y que hacia el W divergen. Estas fallas interrumpen hacia el N los niveles más bajos que forman el flanco E del sinclinal de La Vega de Los Viejos y ponen en contacto el Precámbrico con diferentes niveles del Paleozoico. El juego de las fallas parece ser en la dirección del plano de falla (strike slip), de modo que el labio S se habría movido hacia el E y el N hacia el W; se trataría pues de un «décrochement» (strike-slip fault) levogiro. Este hecho coincidiría con el movimiento encontrado por MARCOS (1968 *a, b*) para la falla de León (León line, de DE SITTER, 1962).

Otra falla de menor importancia, pero de posición, dirección y juego parecidos, es la falla que corta el flanco S del anticlinal de los Puertos de Triana, y cuyo juego se ve sobre todo por el desplazamiento que produce en la cuarcita ordovícica. Se trata igualmente de una «strike-slip fault» levógira y su orientación es aproximadamente E-W.

Este movimiento levógira parece quedar indicado también por el trazado del sinclinal de La Vega de Los Viejos cuyos extremos N y S doblan al W y E respectivamente insinuando un desplazamiento hacia el W de la parte N y hacia el E de la parte S.

Todas estas fallas parecen relacionarse con la falla de León, cuyo trazado hacia el W ha sido establecido por MARCOS (1968 *a, b*), ya que si bien no hay una continuidad entre ellas, se observa que guardan la misma alineación, presentando una disposición en relevo.

En cuanto a la edad relativa de estas fallas, con respecto a las demás estructuras, el problema es discutido ampliamente por MARCOS (1968 *a, b*). Basta indicar aquí que ninguna de las dos fallas descritas corta las estructuras de un modo neto

como la falla de Ventaniella; este hecho aparece claro observando las fallas al S del anticlinal de Páramo, ya que no puede obtenerse una reconstrucción de las estructuras deshaciendo simplemente el juego de las fallas. Este hecho parece indicar que las fallas no son netamente posteriores al plegamiento, sino que pudieron haberse formado en una fase avanzada o final del mismo.

ORDEN DE FORMACION DE LAS ESTRUCTURAS, EDAD Y SIGNIFICADO DE LOS PLIEGUES TRANSVERSALES.

De todo lo que antecede se deduce un orden de acontecimientos, de modo que a lo largo del transcurso del tiempo el estilo de deformación ha ido cambiando. Algunos de estos acontecimientos han sido descritos ya de otras partes de la Cordillera Cantábrica, otros han sido puestos de manifiesto por primera vez en este sector o por lo menos el estudio de este sector ha permitido situarlos mejor en su contexto.

Las primeras estructuras en emplazarse han sido los mantos y escamas, hecho que se ha reconocido en todos los sectores hasta ahora estudiados. En segundo lugar se produce el plegamiento de estos mantos, y se forman los pliegues «longitudinales.»

Por lo que respecta a las demás estructuras, establecer el momento relativo de su formación presenta más problemas. Los pliegues transversales, por el hecho de deformar a los «longitudinales», podrían considerarse posteriores; no obstante, la disposición radial que presentan (compárense los de la región del Manto de Somiedo con los descritos por MARCOS, 1968 *b*) indica que su origen hay que buscarlo en el progresivo cierre del arco y por consiguiente que si bien la formación de los pliegues transversales se inició cuando los «longitudinales» estaban ya bien desarrollados, estos últimos pudieron seguir cerrándose durante el período de formación de los pliegues transversales, de modo que hay probablemente una cierta superposición en el tiempo entre ambos tipos de estructuras.

Respecto a las fallas, se presentan problemas similares; ya se ha indicado que no parecen ser netamente posteriores a los pliegues «longitudinales», aunque sí se habrían formado, en todo caso, en un momento ya avanzado del desarrollo de estos pliegues (MARCOS 1968 *a, b*). Por otra parte la falla de León, con la que están relacionadas las fallas que cortan el Manto de Somiedo, se ve deformada por las estructuras transversales (MARCOS 1968 *a, b*). Así pues, puede de momento establecerse la siguiente sucesión de hechos:

- 1) Emplazamiento del manto y escamas.
- 2) Deformación del manto y formación de los pliegues «longitudinales» con una cierta esquistosidad de fractura.
- 3) Aparición de fallas (strike-slip faults), mientras los pliegues «longitudinales» se cierran todavía.
- 4) A medida que el arco se cierra aparecen los pliegues transversales, pero el cierre del arco significa que los pliegues «longitudinales» se acentúan todavía.

Este ensayo de ordenación de hechos, se refiere sólo a las estructuras visibles en el Manto de Somiedo y de ninguna manera pretende abarcar todos los tipos de estructuras de la cordillera; véase por ejemplo el área vecina de La Sobia-Pajares, estudiada por MARCOS (1968 *b*), donde aparecen ya más acontecimientos.

Esta ordenación de hechos no representa una sucesión de fases tectónicas; la situación adecuada en el tiempo de estos acontecimientos y su paralelización con las fases tectónicas que se han citado en la cordillera representa otro problema que dista de poder resolverse adecuadamente. Un planteamiento del estado actual de la cuestión puede encontrarse en el trabajo de MARCOS (1968 *b*) ya citado; aquí va a indicarse simplemente que el emplazamiento de los mantos debió ser intrawestfaliense y que su deformación debió tener lugar en el lapso comprendido entre el Westfaliense superior y el Estefaniense B-C, que si bien está a su vez deformado, corta discordantemente no sólo los mantos sino también los pliegues.

CONCLUSIONES GENERALES

Las conclusiones de tipo tectónico a que conduce el estudio del Manto de Somiedo han sido en buena parte ya enunciadas (véanse los capítulos «Conclusiones en torno al emplazamiento de los mantos» y «El corte de conjunto: Conclusiones»). No obstante pueden resumirse aquí algunas conclusiones de tipo más general.

Al igual que en todas las áreas estudiadas hasta ahora, tanto al E como al W de la Cuenca Carbonífera Central, el primer hecho tectónico que aparece es el emplazamiento de los mantos.

Aunque falta por estudiar de un modo completo todo el contacto oriental del Precámbrico del Anticlinorio del Narcea, por lo que respecta al Manto de Somiedo, se observa cómo una de las escamas que lo forman (Escala de Villar) es simplemente una escama de despegue, en la que no está involucrado el Precámbrico.

Los pliegues que deforman el manto de Somiedo se disponen formando un arco al parecer aproximadamente paralelo al primitivo frente del manto. Además existen una serie de pliegues cruzados que deforman a los pliegues «longitudinales».

Los pliegues «longitudinales» son de diferentes órdenes de dimensiones, pero todos ellos están perfectamente relacionados entre sí y deben interpretarse como formados conjuntamente.

Los pliegues «transversales» son menos apretados y tienen un trazado corto.

Existe una esquistosidad grosera, de fractura, asociada a pliegues y con una disposición en abanico. Esta esquistosidad se relaciona con los pliegues «longitudinales.»

Existe un sistema importante de fallas, aproximadamente E-W y con un desplazamiento en la dirección de la superficie de falla (strike-slip). Estas fallas se pueden relacionar con la falla de León (Leon line), que termina algo más al E, y en ellas el labio N se ha movido hacia el W, mientras que el lado S se ha desplazado hacia el E.

La edad de todas estas estructuras es difícil de precisar. El emplazamiento de los mantos debe ser intrawestfaliense. Las demás estructuras debieron originarse entre el Westfaliense D medio y el Estefaniense B-C.

Puede establecerse el siguiente orden de sucesión: 1) Emplazamiento del manto. 2) Deformación del manto y generación de los pliegues «longitudinales». 3) Formación de las fallas (strike slip faults) mientras los pliegues se cierran todavía. 4) Aparición de los pliegues transversales. al ir cerrándose el arco y acentuación todavía de los pliegues «longitudinales».

BIBLIOGRAFIA

- ADARO, L. DE & JUNQUERA, G. (1916).—Criaderos de hierro de España; tomo II, Hierros de Asturias. *Mem. Inst. Geol. Esp.*, 1 vol. texto, pp. 1-610, 35 fig., 12 lám.; 1 vol. lám., 10 lám., Madrid.
- ADRICHEM BOOGAERT, H. A. VAN (1967).—Devonian and Lower Carboniferous Conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application. *Leidse Geol. Meded.*, vol. 39, pp. 129-192, 68 fig., 3 lám., Leiden.
- ADRICHEM BOOGAERT, H. A. VAN; BREIMER, A.; KRANS, TH. F. & SJERP, N. (1963).—A new stratigraphic interpretation of Palaeozoic sections in the region between San Isidro Pass and Tarna Pass (Province of Leon, Spain). *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, n. 70, pp. 131-135, 1 fig., Madrid.
- ALVAREZ RAMIS, C. (1965).—Primera aportación al estudio de los «Sphenopteris» del carbonífero español. a) (Estefaniense: 1.^a parte). *Estudios Geológicos*, vol. XXI, pp. 1-141, LXIII lám., Madrid.
- BARROIS, CH. (1882).—Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mem. S. G. Nord.* t. 2. n. 1. 630 pp., 20 lám., Lille.
- BUDINGER, P. & KULLMANN, J. (1964).—Zur Frage von Sedimentationsunterbrechungen im 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.
- DELEPINE, G. (1928).—Sur l'âge des grès du Naranco (Asturies). *C. R. Ac. Sc.*, t. CLXXXVII, pp. 239-241, Paris.
- DELEPINE, G. (1932).—Sur le présence d'une faune givétienne en Asturies (Espagne). *C. R. Somm. S. G. Fr.*, pp. 204-205, Paris.
- 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 lam. f. t., Leiden.
- GARCIA FUENTE, S. (1952).—Geología del Concejo de Teverga (Asturias). *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. 64, pp. 345-456, 8 fig., 3 lám. cortes, 11 lám. fósiles, 50 fotos, 1 map., Madrid.
- GARCIA FUENTE, S. (1953).—Geología de los Concejos de Proaza y Tameza (Asturias). *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. 65, pp. 271-324, 1 fig., 30 fotos, 2 lám., 2 lám. fósiles, 1 map., Madrid.
- GARCIA FUENTE, S. (1956).—Datos para el estudio geológico del Concejo de Quirós (Asturias). *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, n. 41, pp. 21-31, 1 fig., 1 lám. cortes, 9 fotos, 1 map., Madrid.
- GARCIA FUENTE, S. (1959).—Explicación de la hoja n.º 77. LA PLAZA (Teverga) Asturias. *Mapa Geol. de Esp. E. 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.
- GOMEZ DE LLARENA, J. (1946).—Nuevos yacimientos cámbricos de la Babia Baja (León) y Teverga (Asturias). *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 44, pp. 101-111, 2 fig., 2 lám., Madrid.
- GOMEZ DE LLARENA, J & RODRIGUEZ ARANGO, C. (1948).—Datos para el estudio geológico de la Babia Baja (León). *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.* t. 61, pp. 79-206, 13 fig., 12 lám., 1 map. color, Madrid.
- GROSCH, P. (1912).—Zur Kenntnis des Paläozoicums und des Gebirgsbaues der westlichen Cantabrischen Ketten in Asturien (Nord-Spanien). *N. Jahr f. Min.*, Bl. Bd. 22, pp. 714-753, 5 fig., 6 lám.

- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1944).—Nueva fauna cambriana en Puerto Ventana. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, n. 12, pp. 3-9, Madrid.
- 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 Géol.*, 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 (Etude Géologique de la région à l'Est du bassin central, Espagne). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 7, (7.^a serie), 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*, Universidad de Oviedo, n.º 1, pp. 1-26, 3 fig., 1 map.
- JULIVERT, M. (1967 b).—La ventana del Río Monasterio y la terminación meridional del Manto del Ponga. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo n.º 1, pp. 59-76, 5 fig., 1 map., Oviedo.
- JULIVERT, M. & MARCOS, A. (*in litt.*).—Hoja n.º 54 (Rioseco), *Map. Geol. de España*. E: 1 : 50.000, Inst. Geol. Min. Esp., Madrid.
- JULIVERT, M. & MARTINEZ GARCIA, F. (1967).—Sobre el contacto entre el Cámbrico y el Precámbrico en la parte meridional de la Cordillera Cantábrica y el papel del Precámbrico en la orogénesis herciniana. *Acta Geol. Hispanica*. Año II, n. 5, pp. 107-110, 3 fig., Barcelona.
- JULIVERT, M. & PELLO, J. (1967).—Las dos etapas principales de deformación herciniana en la Cordillera Cantábrica y el trazado de sus estructuras. *Acta Geol. Hispanica*, Inst. Nal. Geol., C. S. I. C., año II, n. 4, pp. 77-81, 2 fig., Barcelona.
- KEGEL, W. (1929).—Das Gotlandium in den Kantabrischen Ketten Nordspaniens. *Zeitsch. dt. Geol. Ges.*, pp. 35-62, 9 fig., 2 lám.
- 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 tablas; n. 7, pp. 499-594, 23 fig., 15 lám.; n. 8, pp. 595-693, 30 fig., 19 lám., Wiesbaden.
- MARCOS, A. (1967).—Estudio geológico del reborde NW de los Picos de Europa (Región de Onís-Cabrales, Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, n. 1, pp. 39-46, 1 fig., 1 map., Oviedo.
- MARCOS, A. (1968 a).—Nota sobre el significado de la «Leon line». *Breviora Geol. Astúrica*, año XII, n.º 3, pp. 1-5, 1 fig., Oviedo.
- MARCOS, A. (1968b).—La tectónica del Manto de La Sobía-Bodón (Cordillera Cantábrica), *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, n.º 2, Oviedo.
- 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 Asturias, NW de l'Espagne). *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, fasc. 4, pp. 156-157, 1 fig., Paris.
- RADIG, F. (1962).—Zur Stratigraphie des Devons in Asturien (Nordspanien). *Geol. Rundschau*, n. 51 (Trad. por J. M. Ríos con el título «Estratigrafía del Devónico en Asturias», *Notas Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, n. 72, pp. 105-127, 9 fig., Madrid 1963).
- RADIG, F. (1966).—Eine Oberdevon-Fauna aus dem östlichem Asturien (Spanien) und die Schichtlücke unter den Knollenkalken des Visé. *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, t. 115, (1963), n. 2-3, pp. 515-523, 1 fig., Hannover.
- SCHULZ, G. (1858).—Descripción geológica de la Provincia de Oviedo. 1 vol., 138 pp., 1 fig., 1 map., Madrid.
- SDZUY, K. (1967).—Trilobites del Cámbrico medio de Asturias. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, n.º 1, pp. 77-133, 2 tbl. 10 lám., Oviedo.
- 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.
- SOLER, M. (1967).—Evolución longitudinal del cabalgamiento de Peña Sobía (Asturias). *Acta Geol. Hispanica*. Año 2, n.º 4, pp. 82-84, 2 fig., Barcelona.
- WAGNER, R. H. (1964).—Stephanian floras in NW Spain. with special reference to the Westphalian D-Stephanian A boundary. *C. R. Congr. Int. Strat. Geol. Carb.*, pp. 835-851, 1 fig., 3 lám.

- WAGNER, R. H. (1966).—Paleobotanical dating of Upper Carboniferous folding phases in NW Spain. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 66, pp. 1-169, 1 fig., 77 lám., Madrid.
- ZAMARREÑO, I. & JULIVERT, M. (1967).—Estratigrafía del Cámbrico del oriente de Asturias y estudio petrográfico de las facies carbonatadas. *Trabajos de Geología*, n.º 1, Fac. Ciencias, Univ. de Oviedo, pp. 135-163, 8 lám., Oviedo.

MAPA GEOLOGICO DE LA REGION COMPRENDIDA ENTRE LOS PUERTOS DE LEITARIEGOS - SOMIEDO - VENTANA

CORDILLERA CANTABRICA

Por
M. Julivert, J. Pello y L. Fernandez Garcia
1.968



- Cobertura (Mesozoica - Terciaria)
- Cuenca Carbonifera Central
- Region estudiada

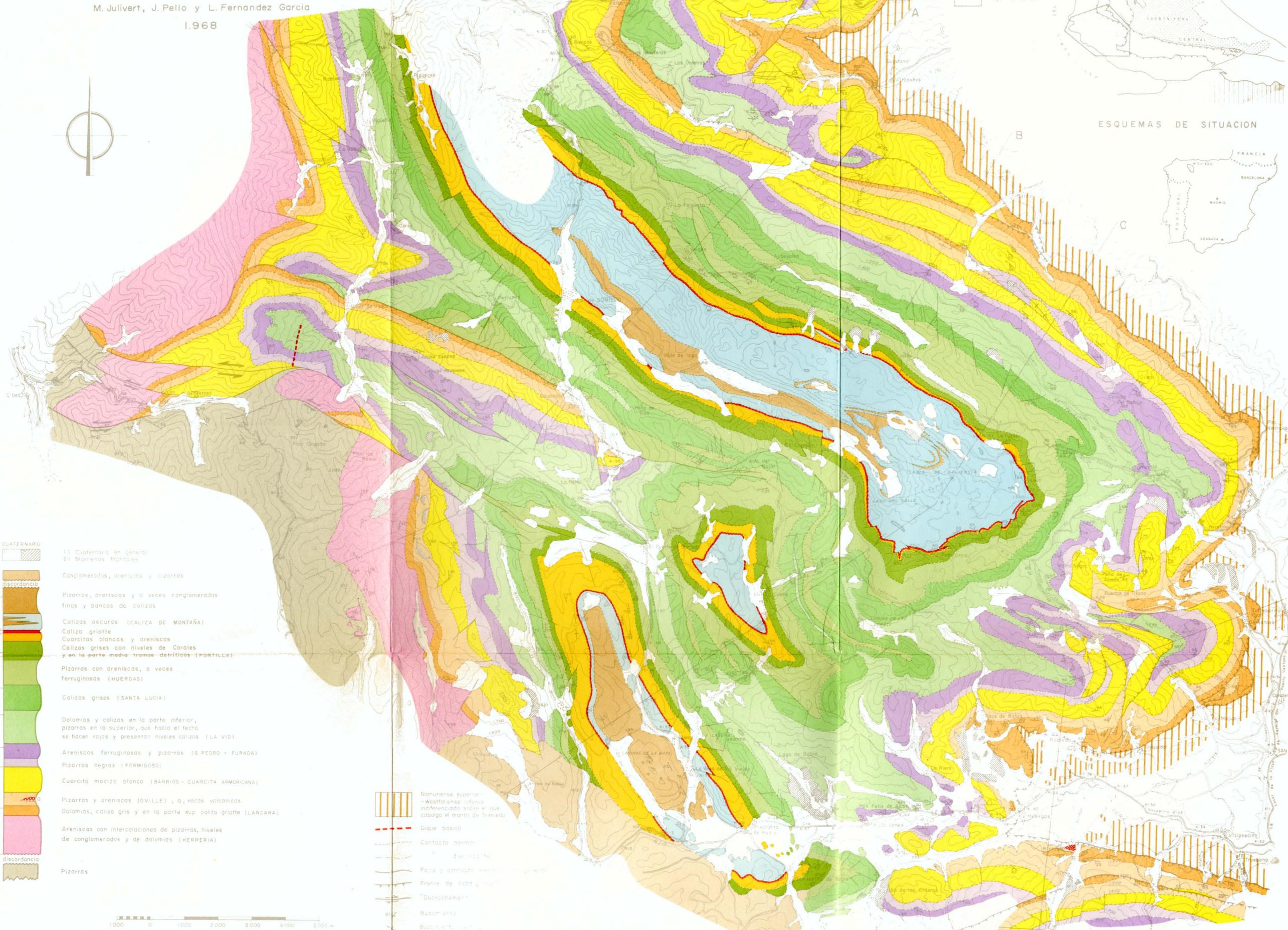


ESQUEMAS DE SITUACION



CUATERNARIO	11 Cuaternario en general; 21 Morenas frontales
ESTEF.	Conglomerados, areniscas y sizarras
WESTF.	Pizarras, areniscas y a veces conglomerados finos y bancos de calizas
NAMUR.	Calizas oscuras (CALIZA DE MONTAÑA)
VISEEN, FASN. ?	Caliza griotte
FRASN.	Cuarcitas blancas y areniscas
GIVET.	Calizas grises con niveles de Calizas y en la parte medio-tramos detriticos (PORTILLA)
COUVIN.	Pizarras con areniscas, a veces ferruginosas (HUERGAS)
EMS.	Calizas grises (SANTA LUCIA)
SIEG.	Dolomias y calizas en la parte inferior, pizarras en la superior, que hacia el techo se hacen rojas y presentan niveles calizas (LA VIDI)
GEDIN.	Areniscas ferruginosas y pizarras (S PEDRO + FURADA)
LUDLOW - LLAND SUP.	Pizarras negras (FORMIGOSO)
SKIDD.	Cuarcita maciza blanca (BARRIOS + CUARCITA ARMORICANA)
TREM POTSD. ACAD.	Pizarras y areniscas (OVILLE); a, rocas volcanicas
GEORG.	Dolomias, caliza gris y en la parte sup. caliza griotte (LANCARA)
GEORG.	Areniscas con intercalaciones de pizarras, niveles de conglomerados y de dolomias (HERRERIA)
PRECAMBRICO	discordancia Pizarras

- Namuriense superior - Westfalense inferior indiferenciado entre si que cubre el monto de Somiedo
- Dique basico
- Contacto normal
- Faja y contacto de buzamiento de 45°
- Frente de escudo
- "Desdoblamiento"
- Buzamiento
- Buzamiento



D

SAN EMILIANO

Castromocho