

# LA VENTANA TECTONICA DEL RIO COLOR Y LA PROLONGACION SEPTENTRIONAL DEL MANTO DEL PONGA (CORDILLERA CANTABRICA, ESPAÑA)

POR

M. JULIVERT (\*)

## ABSTRACT

The region belongs to the Cantabrian Mts., west of the Central Coal Basin (NW Spain). Cambrian and lower Ordovician strata are mostly detrital and show a horizon made up of dolomite and limestone at the Georgian-Acadian boundary (Lancara fm.). After the deposition of lower Ordovician there is a long hiatus and the next terrains deposited are carboniferous limestones and shales. The most outstanding tectonic feature in this area is the Ponga Nappe which to the North forms several imbrications. This nappe was developed on a decollement surface located under the Lancara fm. in a similar way as the appalachian structures of the Valley and Ridge Province or Cumberland Plateau. The Lancara fm. appears as the oldest outcropping material therefore and is almost constantly found all along the overthrust front. The underthrust materials are ordovician or lower carboniferous. The horizontal displacement of the nappe ranges between 20 to 25 km. The time of nappe emplacement is set in the Westphalian. Latter, the nappe and associated structures were folded (upper westphalian-stephalian).

## INTRODUCCION

En un trabajo anterior (JULIVERT 1965) se estudió la estructura en mantos de la región situada al E de la Cuenca Carbonífera Central y se describió la existencia de dos ventanas tectónicas a las que se dieron los nombres de Ventana del Río Color y Ventana del Río Monasterio. Asimismo se puso de manifiesto la relación existente entre estos mantos y un despegue general situado por debajo del nivel calizo y dolomítico del Georgiense-Acadiense. El presente trabajo tiene por objeto analizar detalladamente esta tectónica de despegues y asimismo la evolución hacia el N del Manto del Ponga. Para ello se ha preparado una cartografía de detalle que abarca desde la mitad septentrional del Manto del Ponga hasta el mar, en la región de Ribadesella y Nueva.

(\*) Departamento de Geomorfología y Geotectónica, Universidad de Oviedo. Este trabajo se ha beneficiado de la ayuda concedida para el Fomento de la Investigación en la Universidad.

De esta región existían ya unas cartografías anteriores, en las que se apoya en mayor o menor grado la que se presenta en este trabajo; éstas son las dadas por JULIVERT (1960a) y por J. A. MARTINEZ (1962, 1965) y que aparte de los trabajos antiguos (SCHULZ, 1858; BARROIS, 1882; ADARO & JUNQUERA, 1916; PATAC, 1920; HERNÁNDEZ-SAMPELAYO, 1928, 1936) que dan muy escasos datos sobre el oriente de Asturias o de algunas referencias paleontológicas (DELEPINE, 1943; VAN GINKEL, 1965) son los únicos existentes sobre esta región. Por el momento no va a insistirse más en el aspecto histórico ya que en un trabajo anterior se publicó una reseña histórica bastante extensa del desarrollo de los estudios geológicos en la Cordillera Cantábrica, desde sus comienzos hasta 1950 (JULIVERT, 1960a, pp. 19-27) y aunque a partir de 1950 se desarrolla un nuevo período de estudios muy activos, y aunque el conocimiento geológico de la Cordillera Cantábrica ha progresado mucho en los últimos años, el carácter de este trabajo no justifica un nuevo planteamiento histórico extenso.

## ESTRATIGRAFIA

El estudio estratigráfico se refiere a los materiales paleozoicos; el mesozoico, aunque representado por el Jurásico, en Ribadesella y el Cretáceo en la región de Arriendas-Cangas de Onís y el Terciario, aunque también presente, no han sido objeto de especial atención y han sido simplemente cartografiados, por el interés que tienen desde el punto de vista de la tectónica alpídica.

El Paleozóico está representado por dos unidades separadas por una importante laguna estratigráfica: el Cámbrico y Ordovícico inferior por una parte y el Carbonífero por otra.

### CAMBRICO Y ORDOVICICO INFERIOR.

El elemento más destacado de este conjunto lo constituye una potente masa de cuarcitas, en torno a las cuales han existido multitud de discusiones, pero cuya edad Ordovícica puede considerarse en la actualidad como bien establecida. Por debajo de estas cuarcitas aflora una alternancia de pizarras y cuarcitas y por debajo aún, calizas y dolomías. La presencia de estos materiales fue puesta de manifiesto en un trabajo anterior donde se describieron junto con el Ordovícico (JULIVERT, 1960a, pp. 30-39). Posteriormente, nuevas observaciones estratigráficas, la comparación con los cámbricos de la vertiente leonesa, bien conocidos por los trabajos de COMTE (1959) y de LOTZE & SDZUY (1961) y el hallazgo de faunas de trilobites, permitieron establecer mejor la estratigrafía de estos niveles y datarlos como cámbricos (JULIVERT, 1966). No va a insistirse mucho sobre la estratigrafía del Cámbrico ya que está en preparación un trabajo dedicado al mismo. Las faunas encontradas serán objeto también de una publicación por parte del profesor SDZUY.

Los niveles más bajos que afloran corresponden a las dolomías y calizas del Georgiense alto y Acadiense; la tectónica de esta región, determinada por la existencia de un importante despegue por debajo de este nivel, no permite que afloren términos inferiores. La sucesión estratigráfica del Cámbrico y del Ordovícico inferior es de abajo arriba la siguiente:

- 1) Dolomía y caliza gris de grano fino, 15 a 40 m (Georgiense-Acadiense?).
- 2) Caliza detrítica, frecuentemente de grano grueso, 15-30 m (Acadiense).
- 3) Pizarras verdes con trilobites (*Paradoxiæ*?, *Parabailiella* y *Pardailhania* son tres de los géneros presentes); 15 a 20 m.
- 4) Areniscas glauconíticas y cuarcitas alternando con pizarras (Acadiense-Potsdamiense-Tremadoc?).
- 5) Cuarcita blanca, maçiza, con alguna intercalación de escasa importancia de pizarras 400-500 m (Skiddaw).

Los niveles 1 y 2 equivalen a lo que COMTE denominó en León, Conjunto de Láncara. El Cámbrico aflora en muchos puntos del área estudiada, aunque no en gran extensión; prácticamente en todos los frentes de cabalgamiento aflora el Cámbrico, debido a la tectónica de despegue a la que se ha hecho antes referencia. El mejor corte es con mucho el del kilómetro 2 de la carretera de Carangas, pequeño ramal que partiendo de la carretera a San Juan de Beleño (entre los kilómetros 11 y 12) va al pueblo de Carangas; dan también buenos cortes el río Dobra, cerca de su confluencia con el Sella, la carretera de Cándano y la carretera de Sebares a Cazo, junto al kilómetro 5; esta última localidad ha dado la fauna más importante de la región estudiada en este trabajo. De todos modos aún donde no existen buenos cortes es fácil reconocer la sucesión dada más arriba.

Por lo que respecta a la cuarcita, es un elemento muy importante, tanto en la geología como en el relieve de la región y gracias a ella pueden trazarse con facilidad los frentes de las escamas y los mantos, ya que aparece con un espesor de unos centenares de metros, por encima del Cámbrico, en el frente de cada escama o manto. En general se trata de una sucesión homogénea de cuarcita, aunque puede presentar algún nivel de pizarras de tonos verdosos intercalado; es de señalar también la existencia de algún nivel de conglomerado cuarzoso, de cantos de 1 a 2 cm., principalmente hacia la base.

La edad de esta cuarcita ha sido objeto de controversia; las diferencias de opinión han girado en torno a la edad carbonífera, devónica y ordovícica y se deben al hecho de que esta cuarcita se encuentra en la mayor parte de localidades inmediatamente por debajo del Carbonífero y en aparente concordancia con él y a que hasta modernamente (JULIVERT, 1960a, 1966; VAN ADRICHEM BOOGAERT *et al.* 1963; SJERP, 1967) no se habían reconocido niveles inferiores a la misma. Por todo ello, aunque la presencia de un nivel importante de cuarcita en el Ordovícico era bien conocida desde antiguo (SCHULZ, 1858; BARROIS, 1882, p. 33 y 443-454) del occidente de la Cordillera Cantábrica, la edad ordovícica de las cuarcitas orientales no resultó evidente desde el primer momento. Sin entrar en una reseña histórica detallada, que ha aparecido ya en varios trabajos (JULIVERT, 1960a; SJERP, 1967, pp. 67-69; RADIG, 1966, p. 516; PELLO, 1967), se indicará solamente que las opiniones se han dividido entre una edad carbonífera (HERNANDEZ PACHE-

CO, E. & HERNÁNDEZ PACHECO, F., 1935, 1936; LOTZE, 1957), una edad devónica (BARROIS, 1882; MALLADA, 1896, 1899; MENGAUD, 1920; SAENZ GARCÍA, 1943, 1944; SCHINDEWOLF & KULLMANN, 1958; DE SITTER, 1962) y una edad ordovícica (ADARO & JUNQUERA, 1916; HERNÁNDEZ SAMPELAYO, 1928, 1936, 1941, 1942; DELEPINE, 1932, 1943; LLOPIS LLADO, 1954; JULIVERT, 1960a, 1965, 1966; MARTINEZ ALVAREZ, 1962, 1965; VAN ADRICHEM BOOGAERT *et al.* 1963; SJERP, 1967; VAN ADRICHEM BOOGAERT, 1967). El hallazgo del Cámbrico, constantemente por debajo de estas cuarcitas (JULIVERT, 1965, 1966, PELLO, 1967) y finalmente del Llanvirn en el Suevo, inmediatamente por encima de ellas (PELLO & PHILIPPOT, *in lit*; PELLO, 1967) resuelve el problema a favor de la edad ordovícica. En todo caso, como señala VAN ADRICHEM BOOGAERT (1967), pueden existir sobre la cuarcita ordovícica unos metros de una arenisca de grano más grueso que puede representar el paso del Famenienense al Tournaisiense (Arenisca de La Ermita de COMTE, de León). Un nivel semejante ha sido reconocido en el Suevo por PELLO (1967) y en la región de Covadonga por MARCOS. En la región cartografiada se ha reconocido también en el cañón del Dobra, aunque por lo general los afloramientos son defectuosos.

Por lo que respecta a los fósiles en la cuarcita, no se han encontrado durante la realización de este trabajo; las únicas referencias que existen son las de BARROIS (1882) sobre la presencia *ex situ* de *Scolithus* y la de *Cruziana*, *Scolithus* y *Tigillites* (HERNANDEZ SAMPELAYO, 1928, p. 10; 1936, DELEPINE, 1932, 1943). La edad atribuida generalmente a estas cuarcitas es del Arenig aunque el reciente hallazgo por PELLO en las pizarras del Suevo de *Didymograptus bifidus* Hall según determinación de PHILIPPOT precisa esta edad en el Skiddaw, por lo menos para la región del Suevo (PELLO & PHILIPPOT, *in lit*; PELLO, 1967).

## EL CARBONIFERO

Entre la cuarcita y el Carbonífero existe una amplia laguna estratigráfica de la que se tratará más adelante. La sedimentación se reanuda con el Carbonífero; la sucesión estratigráfica de abajo a arriba es la siguiente:

1) *Pizarras negras y lúditas*.—Es un nivel que tiene un espesor de 10 a 15 m y que se ha observado en el contacto con la cuarcita al SW de Junco (Región de Ribadesella) y en la playa de San Antolín, así como en la carretera, junto a dicha playa, fuera del área comprendida en el mapa adjunto; también fuera del área representada en este mapa el Sr. MARCOS ha reconocido este nivel en la carretera de Covadonga algo antes del kilómetro 4. La edad de este nivel se puede considerar tournaisiense por comparación con León (RUPKE, 1965) aunque en la región estudiada no ha dado fauna alguna. No es posible dadas las condiciones de afloramiento saber el grado de constancia de este nivel o su distribución, caso de que no sea constante. Una discusión moderna sobre este nivel (Capas de Vegamián de COMTE) se encuentra en VAN ADRICHEM BOOGAERT (1967, pp. 163-164).

2) *Caliza griotte, radiolaritas y pizarras rojas*.—Con un espesor de 15 a 30 metros, la edad es viseense (DELEPINE, 1928, 1943; KULLMANN, 1961, 1963a,

1963b; SCHINDEWOLF & KULLMANN, 1958; WAGNER & WAGNER GENTIS, 1963), aunque puede en algunas partes incluir la parte más baja del Namuriense (WAGNER GENTIS, 1963; KULLMANN, 1961; VAN ADRICHEM BOOGAERT, 1967), en las capas de tránsito de la parte superior.

3) *Caliza de Montaña*.—Es de color oscuro o negro, fétida; se trata generalmente de una sucesión homogénea de caliza; tan solo en unas pocas localidades se presentan intercalaciones muy finas de pizarras como por ejemplo en la Peña de Toyo donde se encuentran en los 30 m superiores y son del orden de un metro o menos de espesor. Los espesores, en toda la región se mantienen entre los 100-300 m.

4) *Nivel de pizarras y areniscas*.—Formado por pizarras alternando con areniscas de grano fino que pocas veces se presentan en bancos bien manifiestos; su espesor es difícil de calcular debido al replegamiento de detalle que suelen presentar, pero puede asignárseles un espesor comprendido por lo general entre los 300 y 400 m; tan solo hacia el extremo NE de la región estudiada, entre Ribadesella y Nueva este nivel adelgaza extraordinariamente hasta llegar a ser de un espesor posiblemente inferior a los 100 m. Este nivel es uniforme, o por lo menos no se han puesto de manifiesto diferencias, en la parte más septentrional de la región estudiada (al N de la franja cretácica de Arriondas y Cangas de Onís). Más al S, en el Manto de Seberga se ha observado la existencia de unos 20 a 30 m de pizarras negras, rojas y verdosas con algunos lentejones y a veces, capas de caliza y con nódulos o capitas de manganeso; estas pizarras negras y rojizas se reconocen bien a todo lo largo del borde NE del Manto de Seberga y la Sierra de Amieva (JULIVERT, 1960a). En la Cuenca de Beleño (Manto de Beleño) se reconocen también a lo largo de gran parte del borde E de la cuenca, aunque hacia al NW desaparecen los tonos abigarrados y se encuentran simplemente algunos niveles margosos o capas delgadas de caliza. A partir de estos metros basales, la mayor parte del nivel está formado por pizarras y areniscas de tono pardo-verdoso, las areniscas frecuentemente con fragmentos de materia carbonosa; en la parte inferior (algo menos de la mitad de la sucesión) por lo menos en la cuenca de Beleño, tienen importancia las areniscas de grano fino, mientras que la parte superior está formada casi exclusivamente por pizarras; en esta parte pizarrosa existe algún nivel calcáreo, aunque sin llegar a constituir verdaderos bancos de caliza; en la carretera de Abiegos se encuentran cuatro de estos niveles, aunque no parecen tener gran continuidad lateral. Finalmente, también en la cuenca de Beleño (= Manto de Beleño), los 20-50 m superiores vuelven a presentar algún nivel calizo o margoso que anuncia ya la aparición del siguiente gran paquete de calizas.

5) *Caliza gris o blanca con fusulinas*.—El nivel siguiente es una caliza gris, a veces semejante a la Caliza de Montaña, a veces de tonos claros, hasta blanca, con fusulinas. El espesor de este nivel es siempre grande, entre los 100 y los 300 m, concretamente en el túnel de la carretera de S. Juan de Beleño a Sobrefoz el espe-

sor es de 120 m. Esta caliza puede llegar a formar relieves importantes entre los que destaca Tiatordos y la Peña de la Escalada; por este motivo se la ha llamado "Caliza masiva" y VAN GINKEL (1965) "*Escalada Formation*". El gran espesor y el carácter muchas veces homogéneamente calizo de este nivel ha sido la causa de que hasta hace poco (JULIVERT, 1960a) se confundiera con la Caliza de Montaña; no obstante hay algunas diferencias entre ambas calizas, aunque no por ello es siempre fácil de diferenciarlas, especialmente si el afloramiento es pequeño. Estas diferencias son: 1) Presencia de algunos niveles de fusulinas en la caliza La Escalada; 2) Tonos claros, incluso blancos de parte y a veces todo el nivel de La Escalada frente al color generalmente gris oscuro o negro de la Caliza de Montaña; en Ribadesella los tonos claros del nivel correspondiente a la Caliza de La Escalada, son particularmente manifiestos; 3) La Caliza de La Escalada frecuentemente se presenta con intercalaciones de pizarras como por ejemplo en el Canto del Oso (JULIVERT, 1960a, pp. 131-133 y fig. 20), fuera del área estudiada en este trabajo; otras veces esta caliza llega a dividirse en dos niveles cartografiados separados por unos 50 m de pizarras; así es como aparece cartografiada por MARTINEZ (1962) en la zona de Caleao y el Puerto de San Isidro, y así se presenta también muy claramente entre Cofiño y Ribadesella. En cambio, al E de la ría de Ribadesella parece encontrarse un solo nivel calizo, de un espesor al parecer considerable aunque difícil de evaluar ya que está cortado por la rasa que penetra de 2,5 a 3 km, y que ha sido fuertemente carstificada. El espesor debe ser no obstante de varios centenares de metros y es posible que sea el mayor de toda el área estudiada; además el nivel pizarroso que la separa de la Caliza de Montaña adelgaza extraordinariamente formando sólo una estrecha franja que forma una línea de cerros que desde Llovio sigue hacia el E, atraviesa la carretera de Llanes en el km 120, pasa por Pría, Ronciello y finalmente alcanza el mar al E de Hontoria. Así pues este nivel calizo al que se ha denominado Caliza de La Escalada, es mucho menos uniforme y constante que la caliza de montaña, existiendo en él cambios laterales de facies que pueden conducir a una neta oblicuidad con respecto al tiempo de los límites del conjunto.

6) *Nivel superior con abundantes intercalaciones de calizas.*—Se trata de una potente sucesión que se caracteriza por la presencia de una multitud de intercalaciones de caliza, de un espesor que varía entre 1 y 10 m, aunque en la cuenca de Beleño, en la parte más alta de la sucesión se encuentra un nivel que alcanza los 20-30 m. Separando estos bancos de caliza, se encuentran pizarras y areniscas, estas últimas a veces formando niveles compactos bien manifiestos. Dentro del área estudiada esta sucesión tan sólo se observa bien en la Cuenca de Beleño; en el Manto de Sebarga, por encima de la Caliza de Tiatordos se encuentra discordante el Estefaniense y entre Ribadesella y Cofiño sólo se encuentra un pequeño espesor de pizarras superiores a dicha caliza y no se han observado en ellas los numerosos bancos de caliza intercalados. VAN GINKEL (1965) se refiere a esta unidad con el nombre de "Fito Formation".

En la cartografía que acompaña a este trabajo se han representado estos bancos de caliza solamente donde se destacan claramente y por ello aparecen en forma discontinua. No obstante quedan lo suficientemente representados para poner de manifiesto la estructura.

#### EDAD.

La edad de estos materiales carboníferos, a partir de la Caliza de Montaña, plantea muchos problemas (\*) BARROIS (1881) fue el primero en reconocer que la caliza griotte está ligada siempre a la Caliza de Montaña y no al Devónico como se había pensado antes; dicho autor (1882, pp. 598-599) se inclina aunque prudentemente a considerar la griotte como Tournaisiense, la Caliza de Montaña como equivalente al paquete de Woulsort hoy abandonado y las capas de Lena al Viseense (DELEPINE, 1943, p. 8). El planteamiento del problema en sus términos actuales arranca de DELEPINE; este autor (1928) determina como viseense la edad de la caliza griotte, basándose en las faunas de goniatites, opinión que ha sido confirmada por todos los autores posteriores (KULLMAN, 1961, 1963a, 1963b; SCHINDEWOLF & KULLMAN, 1958; WAGNER & WAGNER GENTIS, 1963) por lo que no se insistirá nuevamente aquí sobre ello. Por lo que respecta a la Caliza de Montaña DELEPINE dice que se distinguen en ella dos niveles, uno inferior de tonos negros de unos 200 m y uno superior gris claro de 400 a 500 m; en el nivel inferior (1928, 1943, p. 10) afirma no haber encontrado fauna, en el superior cita *Fusulinella* (*Neofusulinella*) *bocki* MOELLER encontrada primeramente en Ribadesella (DELEPINE, 1928) y posteriormente (DELEPINE, 1932, 1943) en muchas otras localidades por lo cual piensa en una edad del Moscoviense. Las localidades que cita DELEPINE en 1943 son las siguientes: 1) Ribadesella, calizas en la orilla izquierda de la ría, junto a la carretera; 2) Carretera de Arriendas al Mirador del Fito en la caliza antes del camino a Bodes y junto a Cofiño; 3) Arenas de Cabrales, a 5 km al W de Arenas, en el lugar de donde parte la carretera a Puertas; 4) La Hermida, entre Panes y Potes, en el valle del Deva, dentro del gran macizo calizo de los Picos de Europa. Basándose principalmente en la presencia de *Fusulinella bocki* MOELLER, DELEPINE (1943, p. 32) deduce una edad del Moscoviense para la parte alta de la Caliza de Montaña, por lo menos y más tarde, en un trabajo en colaboración con LLOPIS (DELEPINE & LLOPIS, 1956) llega a idénticas conclusiones al estudiar una fauna de braquiópodos procedente de Latores, de donde se citan también fusulinas sin darse su determinación.

Todos estos datos son anteriores a la diferenciación entre los dos niveles de Caliza de Montaña y de La Escalada, ya que si bien DELEPINE (1943, p. 10) distingue ya entre las dos calizas, dicho autor supone que se encuentran superpuestas, formando un mismo nivel ("Calcaire" o "Assise des Cañons" de DELEPINE, o

(\*) En la discusión que se hace aquí no se tomarán en cuenta todas las opiniones emitidas sino tan sólo las que se sustentan en datos paleontológicos o aportan alguna novedad al problema.

Caliza de Montaña de los autores españoles). Conviene pues a la luz de los nuevos datos situar los yacimientos citados por DELEPINE.

Al describirse los dos niveles de calizas se pensó ya (JULIVERT, 1960a, p. 158, VAN GINKEL, 1965, p. 185) que las faunas de fusulinas podían proceder más bien de la Caliza de La Escalada que de la Caliza de Montaña; el mayor conocimiento que se tiene en la actualidad de la geología de la parte oriental de Asturias permite ya discutir uno por uno los yacimientos. El yacimiento de Ribadesella se sitúa en la caliza de La Escalada (VAN GINKEL, 1965) e igualmente los de la carretera de Arriondas al Fito; la posición de estas calizas queda clara en todas las cartografías existentes (MARTINEZ, 1965; PELLO, 1967, ver también mapa adjunto). El yacimiento de Arenas de Cabrales se encuentra en una ancha franja caliza orientada de E a W y que es recorrida durante un buen trecho por la carretera de Arenas a Onís; esta región está siendo objeto de estudio por parte del Sr. MARCOS. El único yacimiento de fusulinas cuya posición no puede aún precisarse es el de La Hermida. Por lo que respecta al yacimiento de Latores, parece realmente (LLOPIS, 1950a, b) estar situado en la Caliza de Montaña, pero no existe determinación de sus fusulinas.

Saldría del marco de este trabajo hacer un planteamiento general del estado de la estratigrafía del Carbonífero y de los problemas que plantea. Se dejará por tanto de lado la fauna de Latores que pertenece a un dominio del que hay razones para suponer que existen diferencias estratigráficas con el sector que se estudia aquí; presencia de la zona de *Profosulinella* (Subzona A) en la región de San Emiliano (VAN GINKEL, 1965), floras del Namuriense C y/o Westfaliense A en las Minas del Xagarín, en San Emiliano y en La Camocha (JULIVERT, 1960b, p. 10; WAGNER, 1959, pp. 398-402, 1962, p. 755). De todos modos, se deduce fácilmente de los datos citados que al W de la Cuenca Central debe aceptarse la edad Namuriense para la Caliza de Montaña (WAGNER, 1962a). Por lo que respecta a los afloramientos al E de la Cuenca (y al W del frente del Manto del Ponga) la revisión que se ha hecho de la posición de las faunas de fusulinas citadas por DELEPINE deja sin base alguna la atribución al Moscoviense (e indirectamente al Westfaliense) de la parte alta de la Caliza de Montaña. Así pues y aunque falta la confirmación que se tiene para la región más oriental se considerará también Namuriense la Caliza de Montaña.

Desafortunadamente al E de la Cuenca Central los niveles pizarrosos que se superponen a la Caliza de Montaña no han dado floras; el único dato siguen siendo las fusulinas, cuyo estudio ha sido reemprendido modernamente por VAN GINKEL (1965). Este autor cita diversas especies procedentes de Ribadesella, de la cantera a la izquierda de la ría y de la Cuenca de Beleño, ambas de la Caliza de La Escalada; del nivel con intercalaciones calizas (n.º 6 en la descripción estratigráfica de este trabajo. "Fito Formation" en la nomenclatura de VAN GINKEL), el mismo autor cita también varias especies de fusulinas. Según VAN GINKEL, la fauna de Ribadesella indicaría la zona de *Fusulinella*, subzona A, y las demás localidades, la parte más inferior (B<sub>1</sub>) de la zona de *Fusulinella*, subzona B. Es decir, que el límite entre las dos subzonas se situaría dentro de la "Escalada Forma-



tion". La edad determinada más al S de la región estudiada, con base también en las fusulinas y en las algas, da resultados semejantes, aunque en algunos casos parece apuntarse incluso a la subzona B de la zona de *Profusulinella*. Estas edades, según VAN GINKEL (1965, fig. 13) equivaldrían al Westfaliense C.

Esta edad tan alta, cuya posibilidad se apuntó ya en un trabajo anterior (JULIVERT, 1960a, P. 158), hace pensar en una condensación estratigráfica del Westfaliense bajo (y Namuriense alto ?) o en una laguna estratigráfica; en este sentido VAN GINKEL (1965) y SJERP (1967) consideran significativo el nivel de pizarras rojas y abigarradas, con manganeso, que se superpone a la Caliza de Montaña en todo el Manto de Ponga y extremo S de las escamas de Laviana y Rioseco (JULIVERT, 1960a; SJERP, 1967). Por otra parte esta edad plantea toda una serie de problemas que pueden resumirse así: 1) Correlación con la Cuenca Minera Central en cuyo borde se encuentra una caliza (MARTINEZ ALVAREZ, 1962) que parece situarse por debajo de toda la sucesión carbonífera de la Cuenca y que debe equipararse a la caliza con fusulinas (Formación Escalada) cuya edad sería del Westfaliense C; 2) Correlación con el área del Pisuerga con abundantes conglomerados (Curavacas) que WAGNER (1965) data como del Westfaliense B y que se han descrito en relación con una discordancia (fase Curavacas de KANIS, 1956, o fase Palentina de WAGNER, 1965). No hace falta insistir aquí en todos los problemas tanto estratigráficos como tectónicos que pueden plantearse en torno a estas correlaciones.

## LA LAGUNA ESTRATIGRAFICA ENTRE LA CUARCITA ORDOVICICA Y EL CARBONIFERO

Como ya se ha indicado, entre la Cuarcita del Skiddaw y el Carbonífero se interpone una amplia laguna estratigráfica. Esta laguna está presente por lo menos en toda la región comprendida entre la Cuenca Carbonífera Central y el frente del Manto de Beleño y escamas asociadas así como en la parte E de las escamas de Forcada y Bodón, aunque en estas últimas hay un pequeño espesor de Devónico superior (COMTE, 1959; DE SITTER, 1962). Más al E, tanto el Devónico como el Silúrico afloran por toda el área de los ríos Carrión y Pisuerga pero se ignora si están representados en el área de los Picos de Europa. Por lo general, como consecuencia de esta laguna falta la parte del Ordovícico que debería situarse por encima de la Cuarcita del Skiddaw, todo el Silúrico y todo el Devónico.

En toda la región que se ha indicado, tan sólo en el Suevo se han reconocido unos 100 m de pizarras ordovícicas, por encima de la cuarcita, pizarras que recientemente (PELLO, 1967) se han datado como del Llanvirn. Aunque dadas las malas condiciones en que frecuentemente se observa el contacto entre la Cuarcita y el Carbonífero cabe la posibilidad de que estas pizarras se encuentren en otras localidades y que hayan pasado hasta el momento desapercibidas, se trataría en todo caso de pequeños espesores. Por otra parte existen también buenos cortes en los que claramente se observa el Carbonífero apoyándose directamente sobre la Cuarcita.

Otra pequeña excepción a las características señaladas antes para esta laguna, es la presencia de un escaso espesor (10-20 m) de Devónico superior en la región del Puerto de Tarna (VAN ADRICHEM BOOGAERT *et al.* 1963, SJERP, 1967) y en Santiuste, cerca de Llanes, donde RADIG (1966) cita una fauna Frasnense. Por otra parte VAN ADRICHEM BOOGAERT (1967, pp. 144, 145 y 160) indica que por encima de la cuarcita ordovícica, en el sector de Nueva a Llanes podrían encontrarse unos pocos metros de Arenisca de La Ermita, de edad Frasnense superior-Tournaisense inferior. En todo caso se trata siempre de unos pocos metros y exclusivamente del Devónico superior. También en Los Beyos afloran por debajo de la griotte materiales probablemente devónicos, pero hasta el momento no se han encontrado fósiles y por otra parte se trata de una unidad situada al E del Manto del Ponga y relacionada en realidad con los Picos de Europa.

Así pues toda la región en la que se depositaron los materiales que forman los mantos y escamas que actualmente se apilan en la región al E de la Cuenca Carbonífera Central, fue un área con tendencia positiva durante un largo espacio de tiempo, sin que esto signifique que se dieran constantemente condiciones de emersión. Durante la mayor parte de este tiempo, probablemente no hubo depósito e incluso existió una erosión en determinadas áreas (región de Riosol y Mampodre entre otras), hecho que se ha relacionado con los movimientos tectónicos (COMTE, 1959, p. 116; DE SITTER, 1961; WAGNER, 1962b; JULIVERT, 1965), pero durante otras épocas pudo existir un depósito de importancia muy limitada que no ha llegado hasta la actualidad o bien lo ha hecho sólo muy fragmentariamente, como consecuencia de la erosión posterior.

Por lo que respecta al Carbonífero, éste empieza en determinadas localidades por unas pizarras negras y lúditas que al igual que en León (RUPKE, 1965), se pueden atribuir al Tournaisense, pero en otras ocasiones es el conjunto formado por la caliza griotte y radiolaritas, del Viseense, lo que inicia el Carbonífero. No ha sido posible por el momento definir las áreas en que está presente o ausente el Tournaisense. La misma griotte en la región al N de la franja Cretácica de Cangas de Onís, en muchas ocasiones es difícil de ver o no se observa.

Por lo que se refiere a la repartición geográfica de las áreas en que el Carbonífero se apoya directamente sobre el Cámbrico, es decir, en que falta la cuarcita del Skiddaw, aunque por el momento sería algo prematuro hacer una reconstrucción paleogeográfica, si puede decirse que tanto en el Manto del Ponga como en las escamas que son su prolongación septentrional o las que forman el borde E de la Cuenca Carbonífera Central, las cuarcitas están siempre presentes. La ausencia de las cuarcitas se observa en cambio en los macizos de caliza que afloran en semiventanas o por delante del Manto del Ponga y que son por tanto cabalgados en mayor o menor grado por dicho manto, cual sucede en Mampodre, o en la escama más baja de la Ventana del Río Monasterio. Así pues la zona en que falta total o parcialmente la cuarcita se situaba por delante de la que dio origen al manto del Ponga y en la actualidad es cabalgada por éste.

En el manto de Sebarga se ha reconocido (JULIVERT, 1960a) una sucesión que se inicia por unos conglomerados calcáreos y que en las escombreras de una mina abandonada en la carretera de Sebares a Sellaño dio una flora estefaniense aunque sin que se haya podido precisar si se trata del Estefaniense A o B. Esta flora fue clasificada en parte por JONGMANS y en parte por WAGNER; la lista de especies ha sido publicada por JULIVERT (1960a) y por WAGNER (1965). Dentro del área estudiada estos materiales han sido reconocidos, en el núcleo replegado en forma de sinclinorio del Manto de Sebarga, por encima de la Caliza de La Escalada y discordantes con ella, aunque el replegamiento que posteriormente afectó a todo el conjunto enmascara la discordancia. Dentro del mismo manto de Sebarga, aunque formando un afloramiento separado se han reconocido también estos materiales a lo largo de la carretera entre Sebares y Sellaño, donde se encuentra la mina antes mencionada. Finalmente un pequeño afloramiento de conglomerado calizo se encuentra en la vertiente izquierda del río Dobra, al N de la Sierra de Amieva y otro entre Carbes y San Román.

Como ya se ha indicado la flora encontrada en la mina de la carretera de Sebares a Sellaño indica una edad del Estefaniense A o B; si se tratara del primer caso la parte más baja de estos materiales podría ser aún del Westfaliense D alto, ya que la parte alta del Westfaliense D y el Estefaniense A se encuentran concordantes. En el mapa todos estos materiales han sido representados como del Estefaniense.

## TECTONICA HERCINIANA

### EL MANTO DEL PONGA Y SU PROLONGACION SEPTENTRIONAL

En una publicación anterior (JULIVERT, 1965) se describieron ya las estructuras de la parte S del área comprendida en el mapa que acompaña a este trabajo. Por otra parte la escala del mapa permite una lectura aún de las estructuras de detalle, por consiguiente la descripción va a ser muy somera.

La parte meridional del mapa está formada por el Manto de Beleño (parte del Manto del Ponga, véase JULIVERT, 1965, y esquema tectónico en el mapa adjunto), que es cabalgado al W por la Escama de Campo de Caso. Hacia el N se manifiesta una escamación del Manto de Beleño, en Pico Pierzo y en los Montes del Infierno, de donde arranca la Escama de Espinaredo que se individualiza de dicho manto. La aparición de la Escama de Espinaredo reduce algo las dimensiones del Manto de Beleño que pasa así a formar el llamado Manto de Sebarga en el que se abre la ventana tectónica del río Color. Esta ventana, situada en la cabecera del río Color permite ver, además de las escamas de Campo de Caso y de Espinaredo que no la rodean en su totalidad, el Manto de Sebarga que la envuelve totalmente y por debajo de él dos escamas más y una unidad cuya base no aflora

y que puede ser tanto una nueva escama como un material parautóctono, probablemente despegado y desplazado en mayor o menor grado pero sin encontrarse en forma cabalgante.

Las escamas de Campo de Caso y de Espinaredo y el Manto de Sebarga se continúan hacia el N con solo la pequeña interrupción que representa el recubrimiento cretácico que forma la estrecha franja de Infiesto a Arriondas y Cangas de Onís. A pesar de esta interrupción es fácil seguir la continuidad de estas escamas ya que tan solo la falla que pasa junto a Fuentes, con su juego en dirección (strike slip) las desplaza algo. La escama de Campo de Caso se reconoce porque a partir del frente de cabalgamiento hacia el W, se corta una sucesión constantemente ascendente que llega hasta el nivel de pizarras y areniscas con bancos de caliza que se superpone a la Caliza de La Escalada; al N de la franja cretácica esta escama se continúa por tanto por Ribadesella y Nueva, por lo que se le dará el nombre de Escama de Campo de Caso-Ribadesella. Las demás escamas quedan interrumpidas por el nuevo frente de cabalgamiento antes de que se alcancen niveles tan altos en la sucesión. Tomando como base la posición respecto a la escama de Campo de Caso-Ribadesella y los materiales que aparecen en cada escama, la de Espinaredo se puede prolongar por Fayes y Mofrecho y el Manto de Sebarga, estrechado hasta las dimensiones de una simple escama, se continúa hacia el N de Villanueva y por Peruyes (véase el mapa y el esquema tectónico que lo acompaña).

Así, pues, tal como se dijo ya en el trabajo antes citado, el Manto del Ponga sufre una escamación lateral, de S a N que da lugar a la aparición primero de la Escama de Campo de Caso y más al N de la de Espinaredo, a la vez que disminuye la amplitud del manto (los nombres de Manto de Tarna, de Beleño y de Sebarga se refieren a variaciones laterales de una misma gran unidad, el Manto del Ponga, véase JULIVERT, 1965, p. 648 y fig. 1). Más al N aún, no aparecen ya nuevas escamas pero el Manto de Sebarga estrecha mucho, hasta el punto de pasar a ser simplemente una escama semejante a las demás.

#### LAS ESCAMAS SITUADAS POR DELANTE DEL FRENTE DEL MANTO DEL PONGA

Por delante del frente del Manto del Ponga se encuentran una multitud de pequeñas escamas que se agrupan en dos áreas diferentes separadas por la terminación perisinclinal del Manto de Sebarga, a saber, la zona de Los Beyos y la zona de Vis. Ambas zonas, aunque tienen de común el presentar una tectónica muy intensa que se traduce cartográficamente por una serie de franjas estrechas y alargadas, tienen también algunas diferencias.

En la zona de Vis existen dos escamas de cierta importancia, la de Vis en cuyo frente, junto al mismo pueblo de Vis, aparecen las calizas del Cámbrico, y otra situada inmediatamente al E, que se podría llamar de Sigüenco. Aunque existen complicaciones de detalle importantes, la escama de Vis se puede relacionar con la Sierra de Faces, con lo que el anticlinal que se encuentra cerca de la confluencia de los ríos Sella y Ponga afloraría en ventana. Las relaciones entre estas



escamas y las que aparecen en la ventana del río Color no se pueden establecer. Mas al E aparecen una serie de franjas de caliza y de cuarcita de dimensiones muy pequeñas; en ellas es interesante señalar la existencia de la caliza griotte viseense, tanto al E como al W de las franjas de Caliza de Montaña y la presencia constante de cuarcita comprendida entre estas griottes. Esta disposición difiere de la que tienen las escamas de Següenco y de Vis que es la común en todas las escamas y mantos y sugiere una estructura en pliegues muy apretados, aunque con todos los contactos mecanizados en mayor o menor grado.

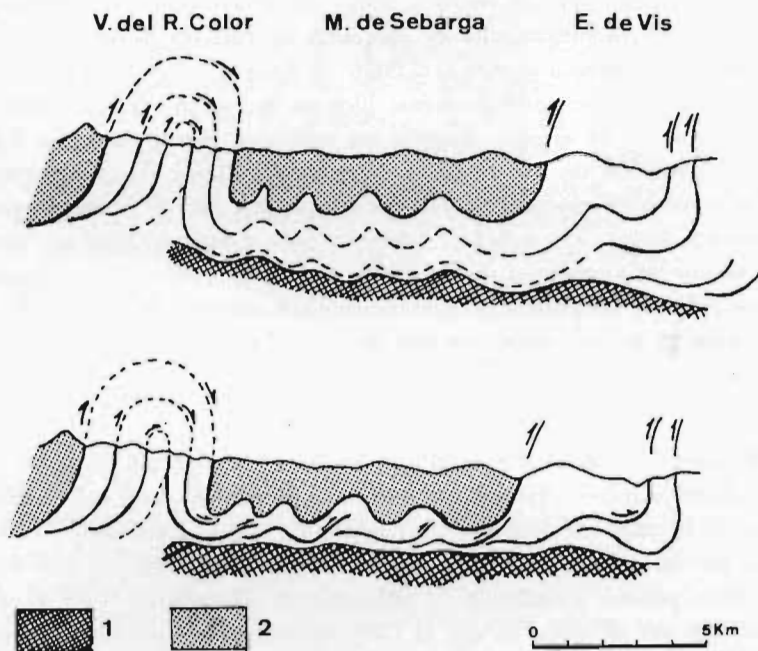


Fig. 2

Los dos interpretaciones posibles de las relaciones entre las escamas de la zona de Vis y de la Ventana del Río Color. Parte superior: continuidad entre las escamas que afloran en la ventana y las de la zona de Vis, formando unas láminas superpuestas. Parte inferior: el Manto de Sebarga cabalga una serie de pequeñas escamas de modo que no existe continuidad entre las que afloran en la ventana y las de la zona de Vis, por delante del manto. 1) Substrate por debajo de la zona de despegue (inferior al Láncara). 2) Manto de Sebarga

En Los Beyos en cambio no aparecen nunca las cuarcitas, entre las franjas de Caliza de Montaña, en ellas o bien aparece solamente la griotte o aparecen unas calizas, pizarras oscuras, calizas nodulosas, y en la parte superior una arenisca, todo ello con un espesor de unos 50 a 70 metros y que puede representar el Devónico, probablemente superior, aunque por el momento no se han encontrado faunas.

En algún caso, concretamente en el collado de Valderillo se observa una charnela anticlinal en la griotte, de todos modos éste es el único caso en que se ha observado una charnela que pueda sugerir que se trata de un sistema de pliegues apretados.

#### EL REPLEGAMIENTO DE LOS MANTOS

Sin que esto signifique que no existan más que dos momentos de deformación, el hecho más importante que se manifiesta en esta región, desde el punto de vista del desarrollo de la deformación en el tiempo es la existencia de un primer episodio caracterizado por el emplazamiento de los mantos y un segundo episodio caracterizado por su plegamiento en una serie de anticlinales y sinclinales, por lo general de radio bastante grande (JULIVERT & PELLO, 1967). El replegamiento del manto del Ponga se ve particularmente bien en la ventana del río Color que aparece gracias a que la erosión decapita un anticlinal resultante de la deformación del Manto (anticlinal de Artedosa) mientras que el Manto de Sebarga se conserva gracias a su posición sinclinal (sinclinal de Sebarga). Más al N los pliegues son de radio mucho mayor. En realidad existe un solo gran anticlinal en cuyo núcleo aparece el Macizo Occidental de los Picos de Europa. Todos estos pliegues los dibujan tan solo las estructuras más orientales. Las escamas de Espinaredo y Campo de Caso dibujan un solo gran arco que abarca todos los pliegues antes enumerados.

#### EL MECANISMO DE EMPLAZAMIENTO DE LOS MANTOS

Ya se señaló en otra ocasión que existe un paralelismo entre las superficies de los cabalgamientos y las de estratificación y que la parte más inferior de la sucesión cabalgante está formada constantemente por el Cámbrico y en casi todos los casos por las calizas y dolomías georgiense-acadienses del conjunto de Láncara, aunque éstas pueden presentarse en afloramiento discontinuo. Esto queda demostrado no sólo por el hecho de que el Láncara aparece constantemente en todos los frentes, aunque esto sería ya de por sí significativo, sino porque la presencia de ventanas y semiventanas permite seguir el trazado de esta superficie no solo longitudinalmente sino también transversalmente al manto, y también en este sentido se observa el Láncara formando la parte más inferior de los conjuntos cabalgantes. El que el conjunto de Láncara sea además un nivel bastante delgado pone de relieve el grado de paralelismo existente entre las superficies de cabalgamiento y de estratificación. El mapa que acompaña a este trabajo es al respecto lo suficientemente ilustrativo.

Así pues se trata de cabalgamientos análogos a los que se han descrito en el sector S de los Apalaches y que son particularmente claros en los dos bloques, de las Pine Mountains y del Cumberland Plateau, (BUTTS, 1927; RICH, 1934; RODGERS, 1950, 1963; STEARNS, 1955, WILSON & STEARNS, 1958). Estos cobalgamientos se han producido sin ir asociados a plegamiento alguno; se trata del movimiento de un paquete de estratos que se desplaza sobre una superficie paralela a la estratificación durante un largo trayecto y que en unos trayectos más cortos se

hace oblicua a ella para saltar a un nuevo nivel de despegue más alto o a la superficie. De este modo no se producen otras deformaciones más que la flexión necesaria para el paso de una posición de despegue a una posición cabalgante o los pliegues que resultan como consecuencia de que en algunos puntos tiene lugar la acumulación tectónica de un espesor de sedimentos mayor que en las zonas vecinas, de acuerdo con los mecanismos descritos por RICH (1934) y más recientemente por WILSON & STEARNS (1958).

La región estudiada difiere de los dos bloques de las Pine Mountains y el Cumberland Plateau, en el plegamiento que la afecta. Los pliegues del Manto de Seberga son un buen ejemplo de ello. No obstante estos pliegues deben interpretarse, tanto en este sector como en los otros sectores de la cordillera como una deformación posterior al emplazamiento de los mantos (DE SITTER, 1960; JULIVERT, 1965; JULIVERT & PELLO, 1967). El trazado de los frentes de los mantos con respecto al trazado de los ejes de los pliegues así lo demuestran. Además no existe ningún caso en que una superficie de cabalgamiento corte alguna estructura ni por debajo ni por encima suyo, ("Rabotage basal" de FALLOT, 1944, "Troncature basal" o "Sommitale" de ELLENBERGER, 1963, 1964) ni como consecuencia del transporte ni por tratarse de una superficie de cizallamiento afectando a un conjunto ya plegado.

#### LOS EFECTOS SECUNDARIOS (FORMACION DE FLEXIONES O PLEGUES), LIGADOS AL EMPLAZAMIENTO DE LOS MANTOS

En los ejemplos apalachienses antes citados se ha puesto de manifiesto que como consecuencia de la formación de los cabalgamientos (o mantos) se forman flexiones o anticlinales, que pueden aparecer como estructuras aisladas en una región de capas horizontales (Sequatchie Valley & Powell Valley anticlines). Unos mantos emplazados de modo similar deben haber dado lugar aquí a estructuras similares. No obstante en el sector que se está estudiando existen varias diferencias respecto a la región apalachiense del Cumberland Plateau y las Pine Mountains. En primer lugar el número de cabalgamientos es mucho mayor, de modo que es a la "Valley and Ridge Province" a la que el conjunto de la estructura debe compararse, aunque en la Cordillera Cantábrica las estructuras son más pequeñas que en los Apalaches. En segundo lugar el nivel general a que las estructuras han sido cortadas por la erosión es mucho más bajo que en el Cumberland Plateau o en el "Pine Mountain Block", aunque allí en los núcleos anticlinales excavados, aparezcan también niveles estratigráficos tan bajos como el Cámbrico (RODGERS, 1953; MILLER & FULLER, 1964; MILLER & BROSGE, 1954; ENGLUND, SMITH, HARRIS & STEPHENS, 1963; SWINGLE, *et al.* 1966; SWINGLE, MILLER, LUTHER, *et al.* 1966).

Finalmente en la Cordillera Cantábrica existe una deformación de los mantos que no existe ni en el Cumberland Plateau ni en el Pine Mountain Block. Estos hechos y principalmente el nivel de erosión y deformación posterior han eliminado o enmascarado las estructuras del tipo del "Sequatchie Valley anticline" o el "Powell Valley anticline" que pudieran haberse formado.



No obstante hay un hecho que por lo menos en buena parte puede atribuirse a los efectos secundarios del emplazamiento de los mantos y es la falta de buzamientos suaves que se observa en general en toda la región. Este hecho es particularmente notable en la ventana del río Color en la que no sólo son fuertes los buzamientos de sus flancos (45 a 70° para su flanco SE y verticales o ligeramente inversos con buzamientos alrededor de 75 a 80°, para su flanco NE) sino que incluso el buzamiento axial es marcadísimo. A lo largo de muchas escamas se observan también constantemente, buzamientos marcados o inversiones, no solo en lo que actualmente son los flancos de los pliegues que afectan a los mantos, sino incluso en lo que se refiere a los buzamientos axiales. Este hecho se explica por la inclinación que tuvo que producirse donde se iniciaba un cabalgamiento, especialmente si se acumulaba la superposición de varias escamas. El plegamiento posterior afectando a una disposición de este tipo dio lugar a la estructura actual.

#### LA POSICION DE LAS SUPERFICIES DE CABALGAMIENTO Y LOS PROBLEMAS QUE PLANTEA. LA EPOCA DE EMPLAZAMIENTO DE LOS MANTOS.

Una superficie de cabalgamiento es una superficie de fractura que separa un material cabalgado de un material cabalgante. Hay que determinar por consiguiente la posición de esta superficie tanto con respecto al conjunto cabalgante como al cabalgado.

Con respecto al conjunto cabalgante, ya se ha indicado que la superficie de cabalgamiento se mantiene constantemente paralela a la estratificación y que se sitúa inmediatamente por debajo del conjunto de Láncara en la gran mayoría de los casos. Esto indica un despegue general a este nivel.

Si se atiende ahora a las relaciones con respecto al conjunto cabalgado se observa que la posición de la superficie de cabalgamiento varía y que puede encontrarse según los casos: a) inmediatamente por encima de la cuarcita ordovícica, dando lugar al cabalgamiento de Láncara sobre la cuarcita; b) inmediatamente por encima de la Caliza de Montaña; c) por encima de la caliza de La Escalada ya sea inmediatamente por encima, como frente a la escama de Rioseco en el Anticlinal de San Isidro (véanse mapas de MARTINEZ, 1962 y de SJERP, 1967), ya sea a una cierta distancia, en el nivel de pizarras y areniscas con intercalaciones de calizas, que se le superpone, como sucede frente a la misma escama, algo más al N.

Por lo que respecta estrictamente a la zona representada en el mapa adjunto, tan sólo el cabalgamiento de la escama de Campo de Caso sobre la Cuenca de Beleño (= Manto de Beleño) se desarrolla a un nivel alto. Prácticamente en todos los demás casos el cabalgamiento es sobre la cuarcita ordovícica o sobre la Caliza de Montaña, ya sea directamente, ya sea interponiéndose un pequeño espesor de pizarras carboníferas entre la Caliza de Montaña y la superficie de cabalgamiento. Por lo que se refiere a la relación con las superficies de estratificación se observa también un paralelismo, con respecto a la estratificación del material cabalgado; esto es particularmente claro, por ejemplo en la ventana del río Color,

donde las diversas escamas se envuelven perfectamente, o en las escamas al S de Ribadesella.

El problema principal que se puede plantear en torno a esta disposición de los cabalgamientos es si su posición obedece a una serie de niveles de despegue menos importantes que el nivel general o bien si alguna de las posiciones descritas es el resultado de la traslación sobre una superficie ya sea submarina o subaérea.

La frecuencia del cabalgamiento del Cámbrico sobre la cuarcita ordovícica puede parecer en un principio sugestiva ya que coincide con la posición de la gran laguna estratigráfica que existió en esta región; además hay localidades en donde el Devónico más alto (y sobre él, el Carbonífero) se apoyan directamente sobre el Cámbrico, lo que indica una erosión y una cierta deformación que se ha atribuido a la Fase Bretónica (COMTE, 1959; DE SITTER, 1961; WAGNER, 1962b). Esto podría hacer pensar que los mantos empiezan a emplazarse ya en esta época precoz. No obstante una observación más atenta permite ver cómo en diferentes localidades la misma superficie cambia de posición y pasa de cabalgar a la cuarcita a cabalgar a la Caliza de Montaña. Esto puede verse por ejemplo en el frente de la escama de Vis, al E de Sigüenco, en Carangas y en el frente de la escama de Espinaredo, en la Sierra de Aves y al SE de La Malosa. Este último caso es particularmente demostrativo ya que pone de manifiesto cómo la misma superficie se sitúa sobre la cuarcita en la terminación periclinal de la ventana, mientras que más al E (en los dos flancos) salta hasta el techo de la Caliza de Montaña o un poco más arriba, y se coloca nuevamente paralela a la estratificación, por encima de la Caliza de Montaña (Sierra de Aves). A todo esto puede añadirse que tanto en Los Beyos como en Mampodre o Peña Ten (fuera del área estudiada, véase mapa de SJERP, 1967) se observan la Caliza de Montaña y la griotte viseense despegadas de su sustrato. En el acúmulo de caliza que existe en estas regiones pueden haber jugado desde luego factores diversos; de una parte la ausencia de la cuarcita (JULIVERT, 1965) ya que se conoce el Carbonífero (a través de un pequeño espesor de Devónico) apoyándose sobre el Cámbrico; de otra parte hay que aceptar la existencia de un despegue al nivel de la griotte ya que en muchas de las franjas que separan las calizas no aparece más que la griotte viseense. Así pues se llega a la conclusión de que la posición de la superficie de cabalgamiento inmediatamente por encima de la cuarcita ordovícica se debe a un despegue. Las superficies de cabalgamiento después de cortar oblicuamente la cuarcita se horizontalizan en muchas partes siguiendo el nivel de la griotte viseense, para dar otro "salto" desde el techo de la cuarcita ordovícica al de la Caliza de Montaña, de un modo similar a como la superficie de corrimiento salta de la "Rome Formation" a la "Chattanooga Shale" en el "Pine Mountain Block". En la zona estudiada, el replegamiento posterior enmascara las diferencias de inclinación de la superficie de cabalgamiento que se derivan de estos "saltos", no obstante cartográficamente pueden ponerse de manifiesto, particularmente en el caso antes indicado de la Ventana del Río Color.

Así pues, aunque hay una deformación anterior al depósito del Carbonífero, debe tratarse de una deformación poco importante, ya sea dando ondulaciones muy suaves, precursoras de las fracturas que dieron lugar al emplazamiento

to de los mantos, ya sea iniciando algunas de las superficies de cabalgamiento, pero sin llegar aún a dar lugar a superposiciones de cierta importancia.

Las otras posiciones, inmediatamente por encima de la Caliza de Montaña o por encima de la Caliza de La Escalada son más problemáticas, y el problema que plantean guarda relación con la edad del emplazamiento de los mantos. Para no entrar en una discusión extensa del problema va a indicarse solamente que la edad Westfaliense B atribuida al Conglomerado de Curavacas (WAGNER, 1965) y su carácter discordante (KANIS, 1956, DE SITTER, 1962) hacen pensar en una edad temprana para el emplazamiento de los mantos (la ausencia de truncamientos no permite pensar en una formación de pliegues anterior), pero en cambio tanto la caliza de La Escalada como la sucesión que se le superpone, cuya edad apunta a un Westfaliense alto, se ven claramente cabalgadas (véase MARTINEZ, 1962, mapa). DE SITTER piensa en una edad de la deformación diferente en la vertiente leonesa y en Asturias (DE SITTER, 1965, pp. 376-377, fig. 5), y por consiguiente en la existencia de dos regiones geológicamente diferentes, Leónides y Astúrides, separadas por lo que denomina la "Leon Line". Estudios posteriores han puesto de manifiesto que mantos y pliegues coexisten, tanto en la vertiente N como en la vertiente S de la Cordillera (JULIVERT, 1965) y que ambos tipos de estructuras describen la Rodilla Asturiana (JULIVERT & PELLO, 1967), con lo que la importancia de la "Leon Line" queda muy disminuida. No quiere decirse con esto ni que todos los mantos tengan que haberse emplazado exactamente en el mismo momento ni que un mismo manto no haya podido tener más de un movimiento. Sólo un conocimiento más perfecto de la estratigrafía del Carbonífero y de las relaciones entre la sucesión de la región del Pisuerga y de la Cuenca Carbonífera Central Asturiana pueden resolver adecuadamente este problema.

Por lo que respecta a la estructura de cada franja comprendida entre dos cabalgamientos, se trata por lo general de una sucesión monoclinial, ascendente hasta quedar interrumpida por la nueva superficie; tan sólo en la Cuenca de Beleño los niveles que forman la parte más alta de la sucesión forman un sinclinal, con el eje muy próximo al frente de la escama de Campo de Caso. La disposición monoclinial se observa también en la escama de Campo de Caso (fuera del área cartografiada) desde cuyo frente se corta una sucesión que llega hasta el nivel con intercalaciones calcáreas situado por encima de la Caliza de La Escalada, hasta quedar interrumpida por la escama de Rioseco. Esta disposición pone de manifiesto la edad posterior a los niveles citados, por lo menos de las escamas de Laviana y Rioseco.

En conclusión, el emplazamiento de los mantos estuvo ligado a un despegue general por debajo de la Caliza de Láncara. El movimiento se realizó sin plegamiento de la masa despegada, la superficie de despegue se comporta como una falla (bedding fault). De esta superficie general divergen fallas que cortan oblicuamente los estratos hasta encontrar un nuevo nivel que permite su horizontalización dando lugar a un nuevo despegue de importancia subordinada. El límite entre la Caliza de Montaña y la cuarcita ordovícica y en mucho menor grado las pizarras inmediatamente por encima de la Formación La Escalada han desempeñado

este papel. En los casos en que la superficie se ve cortada a través de niveles más altos es posible que alcanzara ya la superficie. La duda persiste en los casos en que la superficie se sitúa por encima de la Caliza de Montaña. Sólo un conocimiento mejor de la estratigrafía, distribución de facies, sentido de aportes, etc., en el Carbonífero, podrá arrojar más luz sobre este problema que es a la vez el de la edad del emplazamiento de los mantos. Por el momento, pues, va a indicarse solamente que su edad es probablemente intrawestfaliense.

#### EL REPLEGAMIENTO DE LOS MANTOS; CAUSAS QUE PUEDEN FIJAR LA POSICION DE LOS PLIEGUES; EDAD.

Con posterioridad al emplazamiento de los mantos, éstos se han plegado. Los pliegues resultantes son por lo general laxos. Los más apretados son los que se observan en la caliza de La Escalada en el núcleo del Sinclinal de Sebarga (Manto de Sebarga), donde son muy apretados, especialmente los anticlinales, consecuencia tal vez de su decapitación por la erosión antes de acabar el plegamiento, como sugiere la posición del Estefaniense discordante. Estos pliegues tienen direcciones bastante variables, sobre todo si se considera un área algo mayor a la que abarca el mapa (JULIVERT, 1965). En parte la posición de estos pliegues pudo quedar fijada por las estructuras resultantes del emplazamiento de los mantos; así por ejemplo resulta significativo el número de unidades tectónicamente superpuestas que aparecen en la ventana del Río Color, hecho que hace pensar en que el anticlinal que ha dado lugar a que aparezca la ventana se haya formado en este punto precisamente por la superposición allí de varias escamas, de un modo similar, aunque a mayor escala a como CLOOS (1961) sugiere que la formación de cuñas, dando lugar al engrosamiento de la sucesión en un punto, puede fijar la posición de un futuro anticlinal.

#### LA ACUMULACION DE CALIZAS DE LOS BEYOS.

Si se observan los materiales que forman Los Beyos llama la atención la gran acumulación de calizas consecuencia de una multitud de repeticiones tectónicas, puestas de manifiesto principalmente por la caliza griotte del Viseense que aflora en una serie de franjas estrechas. Esta disposición contrasta con el Manto del Ponga donde la cuarcita no está nunca ausente y sobre todo con la ventana del Río Color donde falta la Caliza de Montaña y en consecuencia hay un considerable acúmulo de cuarcita. Este hecho se repite en varios puntos a lo largo del frente del Manto del Ponga (Zona al E de Vis, aunque con algo de cuarcita; zona de Los Beyos; Peña Ten, en ventana; Mampodre; véase JULIVERT, 1965) y en ello pueden haber intervenido dos hechos; de una parte la ausencia de la cuarcita ordovícica a la que se ha hecho ya referencia, de otra parte la existencia de un despegue al nivel de la caliza griotte viseense; este hecho tiene que estar en relación con la existencia más al E de áreas en las que el cabalgamiento se efectúe sobre la cuarcita, y deben encontrarse por debajo del Manto del Ponga; la ventana Tectónica del Río Color pone de manifiesto la existencia de tales áreas, aunque esto no significa ne-

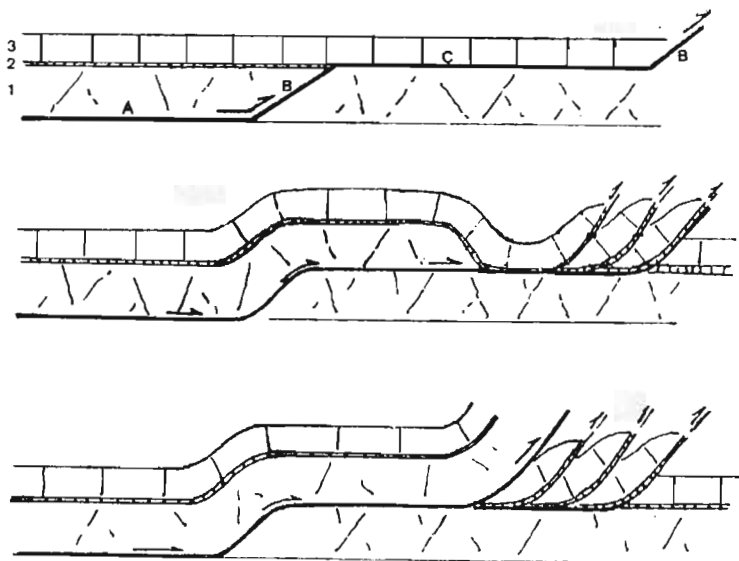


Fig. 3

Formación de un sistema de escamas de Caliza de Montaña con despegue al nivel de la caliza griotte del Viseense. Parte superior: sucesión normal y posición de la superficie de corrimiento, por debajo de las calizas y dolomias del Georgiense-Acadiense (A); cortando oblicuamente para alcanzar niveles superiores (B); al nivel de la griotte viscense (C). Centro: corrimiento según la superficie antes indicada y formación de escamas frontales de Caliza de Montaña. Parte inferior: cabalgamiento de dichas escamas por los niveles Cámbricos y Ordovícicos. 1) Cámbrico + Ordovícico; 2) Caliza griotte viseense; 3) Caliza de Montaña

cesariamente que sea de allí de donde derivan precisamente las calizas que se acumulan inmediatamente al E del frente del Manto del Ponga. Una comparación con Los Beyos por ejemplo pone de manifiesto que las escamas que afloran en la ventana y las que se acumulan en Los Beyos proceden de zonas isópicas, por lo menos algo diferentes (presencia de un posible Devónico en Los Beyos y ausencia en las escamas de la ventana del Río Color).

#### LA EDAD DE LA DEFORMACION.

Ya se ha hecho referencia a la dificultad que existe en datar con cierta precisión la época de emplazamiento de los mantos. Por el momento va a considerarse ésta como intrawestfaliense. El Estefaniense del Manto de Sebarga por su posición dentro del Manto no aporta ningún dato, pero en el Manto del Esla (DE SIRTER, 1962; RUPKE, 1965; HELMIG, 1965) el Estefaniense fosiliza el manto. Por lo que se refiere a la edad de los pliegues, el Estefaniense de Sebarga está afectado, por ello puede pensarse en una edad intraestefaniense por el momento, sin mayor precisión (JULIVERT, 1965, p. 650).

## LA TECTONICA ALPIDICA

La tectónica alpidica es poco importante. Se limita prácticamente a la falla que limita por el N la franja cretácica de Arriendas-Cangas de Onís y a la que hunde el Jurásico de Ribadesella.

La primera es una falla importante, que se prosigue a lo largo de todo el límite N de la franja cretácica (y terciaria) que va desde Pola de Siero prácticamente hasta la provincia de Santander, aunque con interrupciones. El Cretáceo se encuentra en esta franja inclinado hacia el N hasta quedar cortado por la falla que produce un arrastre en las capas cretácicas hasta llegar a verticalizarlas en algunos puntos o a invertir las ligeramente como sucede al N de Villanueva. La importancia de este arrastre pone de manifiesto que se trata de una falla inversa. El trazado de la falla, en el sector cartografiado es un trazado en zig-zag, ello se debe a que a la dirección ESE-WNW se superpone en pequeños segmentos la dirección NE-SW impuesta por las estructuras hercinianas. Esta alternancia a lo largo de la falla de segmentos que cortan a las estructuras hercinianas, con otros que son consecuencia de su removilización es particularmente clara en el sector de Infesto (PELLO, 1967).

La inclinación general del Cretáceo hacia el N permite al zócalo paleozoico aflorar hacia el S sin que medie ningún accidente; este hecho se traduce incluso morfológicamente ya que mientras al N se levanta un escalón, bastante abrupto en algunos puntos, que tiene el carácter de escarpe de falla, al S emerge bajo el Cretáceo una superficie suave que asciende con una inclinación moderada y que es la superficie de erosión pre-cretácica exhumada. Este hecho hace que sea muchas veces difícil cartografiar con exactitud el límite meridional de la franja cretácica.

Por lo que se refiere a la falla que hunde el Jurásico de Ribadesella, se trata de un accidente orientado E-W, que puede verse bien al E de Ribadesella donde la falla corta el acantilado.

Otra falla que interesa señalar es el décrochement que pasa por Collado y que produce un desplazamiento horizontal de dos a tres kilómetros; esta falla tiene una dirección WNW-ESE, que coincide aproximadamente con la del décrochement de Ventaniella (JULVERT, 1965, fig. 1 y p. 650). Hacia el SE la falla de Collado pasa a tomar una dirección E-W y a formar el límite N de la franja cretácica.

Así pues, las fallas alpidicas de esta región pueden agruparse en: 1) Fallas inversas de dirección ESE-WNW ó E-W, cortando las estructuras hercinianas; 2) Fallas también inversas de dirección NE-SW, removilización de accidentes hercinianos, particularmente visibles en Infesto (PELLO, 1967); 3) Décrochements NE-SW.

## CONCLUSIONES

— El emplazamiento del Manto del Ponga, al igual que todos los mantos y escamas de la Región de Mantos se debe a un despegue general situado por debajo del nivel de calizas y dolomías del Georgiense superior y Acadiense.

— El mecanismo de emplazamiento es similar al que se ha descrito para el emplazamiento de los cabalgamientos de las Pine Mountains. Cumberland Plateau y Valley and Ridge Province, de los Apalaches.

— La posición de la superficie de cabalgamiento con respecto al conjunto cabalgado es variable según los casos, pudiendo situarse inmediatamente por encima de la cuarcita ordovícica, de la Caliza de Montaña, por encima de la caliza de La Escalada o en el nivel de pizarras, areniscas y calizas que se le superpone. Pero por lo que se refiere a la región cartografiada suele presentarse siempre en una posición baja (sobre la cuarcita ordovícica o sobre la Caliza de Montaña). Este hecho es particularmente claro en la ventana del Río Color.

— Inmediatamente al E del Manto del Ponga se encuentra una zona con una gran acumulación de calizas; esto puede deberse en parte a la falta de la cuarcita ordovícica por erosión pre-carbonífera (o pre-fameniense) y en parte a que la Caliza de Montaña ha sido empujada hacia adelante a partir de las zonas en que el cabalgamiento se produce sobre la cuarcita ordovícica.

— El replegamiento que con posterioridad han sufrido los mantos y el nivel de erosión impiden ver claramente los efectos secundarios que su emplazamiento debió dar lugar y que son tan marcados en la Meseta Apalachiense. No obstante, los fuertes buzamientos axiales de los pliegues que afectan a los mantos o lo marcado de los buzamientos a lo largo de muchas escamas puede interpretarse como debido en buena parte a la inclinación que tuvo que producirse donde se iniciaba un cabalgamiento, especialmente si se acumulaba la superposición de varias escamas.

— Una vez emplazados los mantos, éstos fueron plegados, superponiéndose a la estructura primitiva una nueva tectónica de pliegues, generalmente de gran radio. Estos pliegues se formaron por el mecanismo del plegamiento concéntrico, no obstante y a pesar de que el tipo de mantos existente los asimila a capas desde el punto de vista de la nueva deformación, el conjunto que se plegaba ya no era una simple superposición de estratos paralelos, sino que existían una serie de estructuras, tales como: lugares en que se acumulan escamas dando espesores mayores, flexiones en las líneas que marcaban el principio de un cabalgamiento, etc. Todo esto interfirió con las nuevas estructuras determinando en unos casos la posición de los pliegues y en otros sus fuertes buzamientos axiales. Este plegamiento de los mantos dio lugar frecuentemente a la inversión de las superficies de cabalgamiento.

#### BIBLIOGRAFIA

- ADARO, L. DE & JUNQUERA, G., (1916).—Criaderos de España: tomo II. Hierros de Asturias. *Mem. Inst. Geol. Esp.* 1 vol. texto, pp. 1-610, 35 figs., 12 láms.; 1 vol. láms., 10 láms. Madrid.
- BARROIS, CH., (1881).—El mármol amigdaloides de los Pirineos Cantábricos. *Bol. Com. Map. Geol. Esp.*, t. 8, pp. 131-155, 2 láms. Madrid.
- BARROIS, CH., (1882).—Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galicie. *Mém. S. G. Nord.*, t. 2, n.º 1, 630 pp., 20 láms., Lille.
- BUTTS, CH., (1927).—Fensters in the Cumberland overthrust block in Southwestern Virginia. *Virginia Geol. Surv. Bull.* 28, pp. 1-12.

- CLOOS, E. (1961).—Bedding slips, wedges, and folding in layered sequences, *C. R. Soc. Géol. Finlande*, n.º 33., pp. 1066-122. 20 figs., Helsinki.
- CLOOS, E. (1964).—Wedging, bedding plane slips, and gravity tectonics in the Appalachians, in *Tectonics of the Southern Appalachians*, *VPI Dpt. Geol. Sc. Memoir* 1, pp. 63-70, 7 figs., Roanoke.
- COMTE, P. (1959).—Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique, *Mem Inst. Geol. Min. Esp.*, t. 60, pp. 1-440, 6 figs., 1 map., Madrid.
- DELEPINE, G. (1928).—Sur les faunes marines du Carbonifère des Asturies (Espagne), *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 187, pp. 507-509, Paris.
- DELEPINE, G. (1932).—Sur l'extension des mers paléozoïques en Asturies, *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 195, pp. 1.401-1.402, Paris.
- DELEPINE, G. (1943).—Les faunes marines du Carbonifère des Asturies (Espagne), (Apéndice sobre los fusulinidos por J. Gubler), *Mem. Acad. Sc. Inst. France*, t. 66, pp. 1-122, 15 figs., 6 láms., Paris.
- DELEPINE, G. & LLOPIS LLADÓ, N. (1956).—Nouvelle faune carbonifère à Latores (Asturies, Espagne), *C. R. somm. Soc. Géol. France*, n.º 7-8, pp. 106-108, Paris.
- ELLENBERGER, F. (1963).—Rabotage basal ou troncature basale ? Réflexions sur les charriages cisailants, *C. R. Ac. Sc., Part<sup>e</sup>*, t. 257, pp. 468-471, Paris.
- EILENBERG<sup>R</sup>, F. (1964).—Les notions de troncature basale et de troncature sommitale en tectonique tangetielle, *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, n.º 7, pp. 280-282, Paris.
- ENGLUND, K. J., SMITH, H. L., HARRIS, L. D. & STEPHENS, J. G. (1963).—Geology of the Ewing Quadrangle, Kentucky and Virginia, *Geol. Surv. Bull.* 1142-B, United St. Dpt. Int., Geol. Surv., 23 pp., 1 map., f.t., Washington.
- FALLOT, P. (1944).—Observations sur la tectonique subbétique dans la province de Murcie, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 14, (5.<sup>a</sup> ser.), fasc. 1-3, pp. 11-29, 12 figs., Paris.
- HELMIG, H. M. (1965).—The Geology of the Valderrueda Tejerina, Ocejó and Sabero Coal Basins (Cantabrian Mountains, Spain), *Leidse Geol. Meded.*, t. 32, pp. 75-149, 34 figs., 3 láms. f.t., Leiden.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. & HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1935).—Observaciones respecto a la estratigrafía y tectónica de la Cordillera Cantabroasturiana. Corte geológico a través del extremo oriente de Asturias, *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 35, n.º 9, pp. 487-497, 2 figs., Madrid.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. & HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1936).—Discusión acerca de la nota de los señores Hernández-Pacheco (E. y F.). Corte geológico del extremo oriente de Asturias, *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 36, pp. 58-59, Madrid.
- HERNÁNDEZ-SAMPELAYO, P. (1928).—Discusión de algunos puntos de la hoja geológica de Llanes (Asturias), *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. 1, n.º 1, pp. 5-23, 1 fig., 6 láms., Madrid.
- HERNÁNDEZ-SAMPELAYO, P. (1936).—Sobre las cruzianas de las Sierras Planas (Asturias), *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 36, pp. 14-16, 1 fig., Madrid.
- HERNÁNDEZ-SAMPELAYO, P., (1941).—Los criaderos de talco de Lillo (León), *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, n.º 8, pp. 3-48, 3 láms., cortes geol.; 1 lám. pleg., croquis geol. E. 1:10.000. color. Madrid.
- HERNÁNDEZ-SAMPELAYO, P. (1942).—El Sistema Siluriano, *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.* Explicación del nuevo mapa geológico de España. t. 2, fasc. 1, texto., pp. 1-592., 43 figs., 27 láms., 1 map. f.t.; fasc. 2.º, pp. 593-848. Madrid.
- HERNÁNDEZ-SAMPELAYO, P. (1949a).—Nota preliminar acerca de fundamentos de una morfología asturiana, estructura de pliegues de agrupación, *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, n.º 19., pp. 181-186, Madrid.
- HERNÁNDEZ-SAMPELAYO, P. (1949b).—Fundamentos de una morfología asturiana. Estructura de pliegues de agrupación, *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. 62, pp. 351-359, 1 fig., 2 láms., Madrid.
- HERNÁNDEZ-SAMPELAYO, P. & KINDELAN, J. A. (1950).—Mapa geológico de España. Escala 1:50.000. Explicación de la hoja n.º 32. Llanes, 109 pp., 12 figs., 10 láms. fotos; 2 láms. cortes color; 1 map. E. 1:50.000. Madrid.
- JULIVERT, M. (1960a).—Estudio geológico de la Cuenca de Beleño (Valles altos del Sella, Ponga, Nalón y Esla), *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. 71, pp. 1-346, 72 figs., 17 fotos., 1 map., Madrid.
- JULIVERT, M. (1960b).—La terminación septentrional de la cuenca de Quirós (Cordillera Cantábrica), *Breviora Geol. Astur.*, año 3, ns. 1-2, pp. 19-34, 3 figs., Oviedo.



- JULIVERT, M. (1965).—Sur la tectonique hercynienne à nappes de la Chaîne cantabrique (étude géologique de la région à l'Est du bassin central, Espagne), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 7, (7.<sup>a</sup> ser.), n.<sup>o</sup> 4., pp. 644-651, 2 figs., Paris.
- JULIVERT, M. (1966).—Sur la présence du Cambrien à l'Est des Asturies (Chaîne Cantabrique, Espagne), *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 263 (ser. D), n.<sup>o</sup> 16, pp. 1.033-1.035, Paris.
- JULIVERT, M. & PELLO, J. (1967).—Las dos etapas principales de deformación herciniana en la Cordillera Cantábrica y el trazado de sus estructuras, *Acta Geol. Hispánica* Inst. Nal. Geol., C.S.I.C., *in Litt.*
- KANIS, J. (1956).—Geology of the eastern zone of the Sierra del Brezo (Palencia, Spain), *Leidse Geol. Meded.*, vol. 21, pp. 377-445, 27 figs., 3 láms., 1 map., 2 láms. f.t., Leiden
- KULLMANN, J. (1961).—Die Goniatiten des Unterkarbons im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien) II Stratigraphie, Paläontologie der U. O. Goniatitina Hyatt, *Neues Jb. Geol. Paläont. Abh.*, vol. 113, n.<sup>o</sup> 3, pp. 219-326, 12 figs., láms. 19-23, Stuttgart.
- KULLMANN, J., (1962).—Die Goniatiten der Namur-Stufe (Oberkarbon) im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien), *Akad. Wiss. Lit. Mainz. Abh. Math. Naturw. Kl.*, t. 6, pp. 1-119, 17 figs., 7 láms., Wiesbaden.
- KULLMANN, J., (1963a).—Die Goniatiten des Unterkarbons im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien) II Paläontologie der U.O. Prolecanitina Miller & Furnish. Die Altersstellung der Faunen, *Neues Jb. Geol. Paläont. Abh.*, vol. 116, núm. 3, pp. 269-324., 11 figs., láms. 17-20, Stuttgart.
- KULLMANN, J. (1963b).—Las series devónicas y del Carbonífero inferior con ammonolitos de la Cordillera Cantábrica, *Estudios Geol.*, vol. 19, pp. 161-191, 5 figs., 6 láms., Madrid.
- LOTZE, F., (1945).—Zur Gliederung der Iberischen Meseta, *Geotekt. Forsch.*, Heft. 6, pp. 78-92, Berlín.
- LOTZE, F. (1957).—Zum Alter Nordwetspanischer Quarzit-Sandstein-Folgen, *Neues Jahrb. f. Geol. Paläont.*, Mh., pp. 464-471, Stuttgart.
- LOTZE, F. & SZUY, R., (1961).—Das Kambrium Spaniens, *Akad. Wiss. Lit Mainz, Abh. Math-Naturw. Kl.*, Jahrg. 1961, núm. 6, pp. 283-498, 48 figs., 12 tbls.; núm. 7, pp. 499-594, 23 figs., 15 láms.; núm. 8, pp. 595-693, 30 figs., 19 láms., Wiesbaden.
- LLOPIS LLADÓ, N. (1950a).—Mapa geológico de de las Sierras de Coruxera, La Mostayal y Monsacro, E. 1:25.000, *I. D. E. A.*, Oviedo.
- LLOPIS LLADÓ, N. (1960b).—Mapa geológico de los alrededores de Oviedo, E. 1:25.000, *I. D. E. A.*, Oviedo.
- LLOPIS LLADÓ, N., (1954).—Estudio geológico del reborde meridional de la cuenca carbonífera de Asturias, *Pirineos*, año X., ns. 31-32, pp. 33-177, 29 figs., 11 láms., 1 map, color a escala 1:25.000 Zaragoza.
- LLOPIS LLADÓ, N. (1958).—Las bases estratigráficas del Devónico de Asturias *Brev Geol. Astur.*, año 2, n. 1-2, pp. 13-21, 2 figs., Oviedo.
- MALIADA, L. (1896).—Explicación del mapa geológico de España. Sistemas Cambriano y Siluriano, *Mem. Comp. Map. Geol. Esp.*, t. 2, 515 pp., 35 figs., Madrid.
- MARTINEZ ALVAREZ, J. A. (1962).—Estudio geológico del reborde oriental de la cuenca Carbonífera Central de Asturias, 1 vol. texto, 232 pp., 35 figs., 25 láms.; 1 vol. maps, 2 mps., Inst. Est. Asturianos, Oviedo.
- MARTINEZ ALVAREZ, J. A. (1965).—Rasgos geológicos de la zona Oriental de Asturias, Publ. Diputación Prov. Oviedo (I.D.E.A.), 132 pp., 8 figs., 5 cuadros, 11 láms., 1 map. f. t., Oviedo.
- MENGAUD, L. (1920).—Recherches dans la région Cantabrique, *Imp. Vve. Bonnet.*, 1 vol., 370 pp., 18 láms., 1 map. pleg., Toulouse.
- MILLER, R. & BROSGE, W. P. (1954).—Geology and oil resources of the Jonesville District, Lee County, Virginia, *Geol. Surv. Bull.* 990, United St. Dpt. Int., Geol. Surv., 240 pp., 35 figs., 9 láms. f. t. Washington.
- MILLER, R. L. & FULLER, J. O. (1954).—Geology and oil resources of the Rose Hill District - the Fenster area of the Cumberland Overthrust Block - Lee County, Virginia, *Virginia Geol. Survey, Bull.* 71, 383 pp., 17 figs., 50 láms., Charlottesville.
- PAILLETTE, A. (1845).—Recherches sur quelques-unes des roches qui constituent la province des Asturies (Espagne), *Bull. Soc. Géol. France*, 2.<sup>a</sup> ser., vol. 2, pp. 439-457, 10 figs., 1 lám., Paris.

- PATAC, I. (1926).—La formación uraliense asturiana. Estudios de cuencas carboníferas, 1 vol., 54 pp., 28 láms. Gijón.
- PELLO, J. (1967).—Estudio geológico de la prolongación N del borde oriental de la Cuenca minera central de Asturias, (NW de España). *Trabajos de Geol.*, Univ. de Oviedo, núm. 1. Oviedo.
- PELLO, J. & PHILIPPOT, A. (*in litt.*).—Sur la présence du Llanvirn au Puerto Sueve (zone orientale des Asturies, NW de l'Espagne), *C. R. Somm. Soc. Géol. France.*, Paris.
- QUIROGA, F. (1881).—Noticias petrográficas, *An. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 16, pp. 209-222. 2 figs., Madrid.
- RÄDIG, F. (1966).—Eine Oberdevon-Fauna aus dem östlichen Asturien (Spanien) und die Schichtflücke unter den Knollenkalken des Vesé, *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, t. 115, (1963), num. 2-3, pp. 515-523. 1 ig., Stuttgart
- RICH, J. L. (1934).—Mechanics of low angle overthrust faulting as illustrated by Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky and Tennessee, *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, vol. 18, núm. 12, pp. 1584-1596, 9 figs. Tulsa.
- RODGERS, J. (1950).—Mechanics of Appalachian folding as illustrated by Sequatchie anticline Tennessee and Alabama. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, vol. 34, núm. 4, pp. 672-681. 4 figs., Tulsa.
- RODGERS, J. (1953).—Geologic map of East Tennessee with exploratory text. *Tennessee Div. Geol. Bull.*, 58, pt. 2, 168 pp., 1 map. E. 1:125.000.
- RODGERS, J. (1963).—Mechanics of Appalachian foreland folding in Pennsylvania and West Virginia, *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, vol. 47, pp. 1527-1536, Tulsa.
- RUPKE, J. (1965).—The Esla Nappe, Cantabrian Mountains (Spain), *Leidse Geol. Meded.*, t. 32, pp. 1-74; 34 figs., 6 láms. f. t., Leiden.
- SAENZ GARCIA, C. (1943).—Notas y datos de estratigrafía española, *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 41, pp. 115-119. Madrid.
- SAENZ GARCIA, C. (1944).—Notas y datos de estratigrafía española, *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 42, pp. 487-493. Madrid.
- SCHINDEWOLF, O. H. & KULLMANN, J. (1958).—Cephalopoden-führendes Devon und Karbon im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien), *Neues Jb. Geol. Paläontol.*, Mh., n. 1, pp. 12-20. 1 map., Stuttgart. Traducción por J. GOMEZ DE LLARNA. Goniatites devónicos y Carboníferos de la Cordillera Cantábrica, *Estudios Geol.*, vol. 14, núm. 37, pp. 45-53, 1 fig. Madrid. 1958.
- SCHULZ, G. (1858).—Descripción geológica de la provincia de Oviedo. 1 vol., 133 pp., 1 fig. 1 map., Madrid.
- SITTER, L. U. DE. (1959).—The Rio Esla nappe in the zone of León of the Asturian Cantabric Mountain Chain, *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, núm. 56, pp. 3-24, 6 figs. Madrid.
- SITTER, L. U. DE. (1960).—Crossfolding in non-metamorphic of the Cantabrian Mountains and in the Pyrenees. *Geol. en Mijnbouw.* Jaarg. 22. 39, pp. 189-194, 6 figs., Gravenhage.
- SITTER, L. U. DE. (1961).—Establecimiento de las épocas de los movimientos tectónicos durante el Paleozoico en el cinturón meridional del orógeno cántabro-astur, *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, núm. 61, pp. 51-61. Madrid.
- SITTER, L. U. DE. (1962).—The structure of the Southern slope of the Cantabrian Mountains, *Leidse Geol. Meded.*, v. 26, pp. 255-264, 3 láms. f. t., Leiden.
- SITTER, L. U. DE. (1965).—Hercynian and Alpine orogenies in Northern Spain, *Geol. en Mijnbouw.* Jaarg. 44. núm. 11, pp. 373-383. 9 figs., Gravenhage.
- SJERP, N. (1967).—The Geology of the San Isidro-Porma area (Cantabrian Mountains, Spain), *Leidse Geol. Meded.*, vol. 39, pp. 55-128. 62 figs., 2 láms. 1 map., 2 láms. f. t., Leiden.
- STEARNS, R. G. (1955).—Low-angle overthrusting in the Central Cumberland Plateau Tennessee. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 66, núm. 6, pp. 615-628, 5 figs., New York.
- SWINGLE G. D. *et al.* (1966).—Geologic Map of Tennessee, East sheet, E. 1:250.000 State of Tenn., Dpt. Conserv., Div. Geol.
- SWINGLE, G. D.; MILLER, R. A.; LUTHER, E. T. *et al.* (1966).—Geologic Map of Tennessee, East-Central sheet, E. 1:250.000. State of Tenn., Dpt. Conserv., Div. Geol.
- VAN ADRICHPM BOOGAERT, H. A. (1967).—Devonian and Lower Carboniferous Conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application, *Leidse Geol. Meded.*, vol. 39, pp. 129-192, 68 figs., 3 láms., Leiden.

- VAN ADRIJCHM BOOGAERT, H. A.; BREIMER, A.; KRANS, TH. F. & SJERP, N. (1963).—A new stratigraphic interpretation of Paleozoic sections in the region between San Isidro Pass and Tarna Pass (Province of Leon, Spain). *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, núm. 70, pp. 131-135. 1 fig., Madrid.
- VAN GINKEL, A. C. (1965).—Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain). Part I.—Systematic Paleontology of Spanish fusulinid faunas. Part. II.—Spanish carboniferous fusulinids and their significance for correlation purposes. *Leidse Geol. Meded.*, vol. 34, part. I. pp. 1-170, 1 fig.; part. II. pp. 173-225. 13 figs., 2 láms., f. t. 5 apéndices (ap. V, con 53 láms. fósiles), Leiden.
- WAGNER, R. H. (1959).—Flora fósil y estratigrafía del Carbonífero de España NW y Portugal N. *Estudios Geol.*, vol. 15 (homenaje a M. San Miguel de la Cámara), pp. 393-420, 6 figs., Madrid.
- WAGNER, R. H. (1962a).—A brief review of the stratigraphy and floral succession of the Carboniferous in NW Spain. *C. R. IV Congr. Av. Estud. Strat. Géol. Carbonif.*, t. 3. pp. 753-762, láms. 12-16. Heerlen.
- WAGNER, R. H. (1962b).—Discordancia bretónica en el NE de Palencia (España). *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, núm. 67, pp. 17-24, 2 figs., Madrid.
- WAGNER, R. H. (1965).—Paleobotanical dating of Upper Carboniferous folding phases in NW Spain. *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. 66. pp. 1-169, 1 fig., 77 láms. Madrid.
- WAGNER, R. H. & WAGNER-GENTIS, C. H. T., (1963).—Summary of the stratigraphy of the Upper Paleozoic rocks in NE Palencia, Spain. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet.*, serie B, t. 66. pp. 149-163.
- WAGNER-GENTIS, C. H. T. (1963).—Lower Namurian goniatites from the Griotte Limestone of the Cantabric Mountain Chain. *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, núm. 69 pp. 5-42, láms. 1-8. Madrid.
- WILSON, C. W. & STEARNS, R., (1958).—Structure of the Cumberland Plateau, Tennessee. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 69, núm. 10. pp. 1283-1296, 8 figs., New York.