

ESTUDIO GEOLOGICO DE LAS SIERRAS DE LA CORUXERA, LA MOSTAYAL Y MONSACRO

POR

N. LLOPIS LLADO

INTRODUCCION

El desarrollo que en los últimos veinte años ha tomado la industria minera en Asturias, hace que sea urgente la elaboración de trabajos geológicos modernos que puedan servir de base a la Minería, puesto que si se repasa la bibliografía geológica existente sobre esta región, una de las más interesantes de la península, enseguida se echa de ver los trabajos fundamentales, sobre los que se sustentan los conocimientos que constituyen la base de nuestra cultura geológica sobre Asturias, son a todas luces anticuados, puesto que fueron elaborados en una época en que la Geología estaba lejos de vislumbrar los horizontes actuales. Por esto diversos organismos, dándose cuenta de esta necesidad han creado comisiones para iniciar esta labor, como la Comisión de Estudios Geológicos de Asturias, surgida en el Instituto Geológico y Minero de España o han encargado a diversos geólogos, trabajos detallados, como los iniciados por el Patro-

nato "Juan de la Cierva" del Consejo Superior de Investigaciones Científicas en la cuenca carbonífera (115). La Excm. Diputación Provincial de Asturias, celosa del desarrollo de la cultura y de la economía asturianas me ha encargado la dirección de la formación de una serie de "Monografías sobre Geología de Asturias", trabajo que en realidad fué comenzado en 1949, bajo la iniciativa y protección del Excmo. Sr. D. Paulino Vigón y que continúa en la actualidad, como exponente del acierto de los actuales dirigentes de nuestra Diputación Provincial.

No obstante, por una serie de lamentables circunstancias, la labor iniciada con todo entusiasmo en 1949, no comienza a dar frutos hasta hoy, con la publicación de la presente memoria. Once años, han pasado pues, desde que se iniciaron los trabajos de campo hasta el momento en que damos a la imprenta el original; once años, durante los cuales se ha progresado en el conocimiento de la Geología asturiana. Esta larga espera, hace que el mapa que acompaña a esta memoria, impreso en 1950, nace ya viejo, falto de actualidad y necesitado de una concienzuda revisión. El texto, en cambio, (no hay mal que por bien no venga), se ha beneficiado con la dilación, puesto que durante estos años, mis conocimientos sobre la geología de Asturias han ido en aumento y en este aspecto puedo ofrecer hoy, una obra mucho más acabada que en 1950. Por otra parte en este lapso de tiempo han aparecido otros trabajos sobre Asturias (G. 1) (G. 2) (M. 4) que conciernen a regiones limítrofes, y especialmente uno de ALMELA y RIOS (A. 5) acompañado de un mapa geológico a la escala 1:50.000 que comprende la mayor parte de la región estudiada en esta memoria. Ello resta novedades a mi trabajo, pero le sirve en cambio, para ampliar las observaciones de aquellos autores, puesto que tanto nuestra cartografía geológica, como nuestras observaciones de campo han sido hechas con un detalle mucho mayor, por exigirlo así la escala (1:25.000) con lo que hemos trabajado.

Todo esto hace que mapa y memoria no se hayan elaborado

bajo un mismo plan puesto que están separados por ocho años de estudios y publicaciones; advertencia necesaria puesto que forzosamente el lector ha de notar diferencias notables entre ambos.

Pláceme pues, ante todo, dar las gracias de una manera especial al Exmo. Sr. D. Paulino Vigón, verdadero iniciador de esta obra; a la Exma. Diputación Provincial que la anima y continúa, así como a todos los buenos amigos y compañeros del Grupo de Montañeros Vetusta de Oviedo, que por primera vez me guiaron por estas maravillosas montañas, puesto que sin su ayuda franca y desinteresada, no hubiera podido realizarse.

I. SITUACION DE LA REGION ESTUDIADA Y PROBLEMAS PLANTEADOS

Al SW. de Oviedo y delimitadas en su líneas generales por las vaguadas del Trubia, del Nalón y de La Foz, se levantan un conjunto de ásperas serranías, de complicada geografía, avanzadillas septentrionales de la mole del Aramo (1.782 m. en el pico Gamoniteiro), que pueden designarse colectivamente con el nombre de sierras de La Coruxera, la Mostayal y Monsacro, por constituir los núcleos orográficos más destacados, especialmente los dos últimos.

Las serranías comprendidas entre el Nalón y el Trubia aparecen muy bien diferenciadas orográficamente según dos escalones:

1. Zona septentrional cuyas altitudes máximas rebasan apenas los 750 m. (Sierra de Guanga; Plantón, 747.; Peña Rey, 765 m.; Novalinos, 751 m.; Coruxera, 551 m.; Panxeranda, 558 m.), y

2. Zona meridional, cuyos macizos sobrepasan los 1.000 m. (Monsacro, 1.048., La Mostayal, 1.304 m.).

La alternancia de zonas calizas y pizarreñas de plasticidad morfológica diferente, da a esta región un relieve extremada-

mente variado y a veces de difícil recorrido. Lo propio ocurre en el interior de los macizos calizos a consecuencia del desarrollo que presentan las formas cársticas, de manera que al interés geológico que ofrece la región se aunan el atractivo que presentan el relieve y el paisaje.

Estas serranías están modeladas sobre un conjunto de haces de pliegues orientados netamente W 30 N en la región septentrional, tomando dirección N-S. en la mitad meridional; nos hallamos pues en pleno "arco astórico" (A. 3) (A. 4) (C. 10) (D. 7) (C. 2) (C. 1-2) y precisamente allí donde se inicia la gran curvatura, que da a los Hercinides astures un sello tal de originalidad que los hace inconfundibles con ninguna otra región hercinica hispana y aún europea.

Este "arco astur" que por sus características ha llamado la atención a todos los tectonicistas que han abordado problemas de tectónica hispánica (A. 4) (C. 10) (G. 7) (H. 1) (C. 2-3-4) (C. 1-2) o regional, nos ofrece multitud de incógnitas, a consecuencia del desconocimiento que tenemos de su estructura de detalle; mucho se ha escrito sobre este gran accidente de primer orden de la tectónica peninsular, pero nunca se ha iniciado un estudio de detalle del mismo, que permita conocer su estructura interna, el estudio tectónico de sus elementos estructurales y el desarrollo stratigráfico de los materiales que lo integran, única manera de poder llegar a conclusiones generales sobre el mismo.

El desarrollo del "arco astórico" es enorme, puesto que interesa a casi todo el centro y occidente de Asturias, comprendiendo la cuenca minera; es necesario por tanto deslindar el problema general en una serie de problemas parciales, cuyas conclusiones nos lleven sucesivamente al conocimiento de la estructura de conjunto. De aquí, pues, que este primer ensayo tectónico representan la primera aportación al conocimiento detallado de este "arco astórico".

Los motivos de haber elegido esta región, como punto de

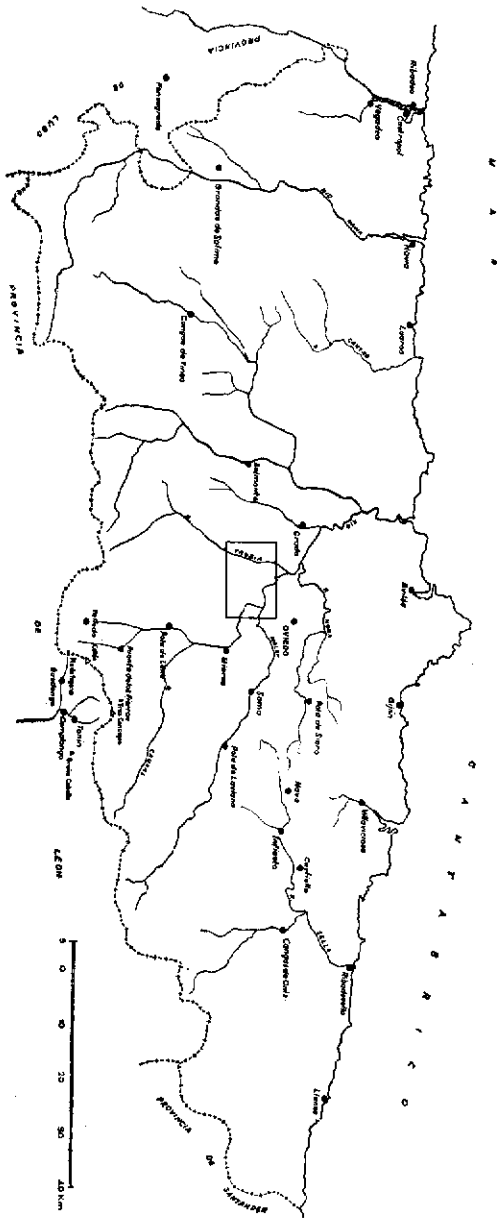


Fig. 1.—Situación de la zona estudiada, en el ámbito asturiano

partida para este estudio, son varios: 1. La presencia de caliza de montaña con potencias moderadas, que permite un desarrollo armónico del plegamiento y facilita el análisis tectónico; 2. La diversidad de terrenos interesados en el plegamiento con estilos tectónicos internos específicos, permite darse cuenta de la variabilidad estructural en cada caso particular; 3. Su posición en la proximidad del reborde occidental de la cuenca carbonífera, permite entresacar observaciones de interés para esta y 4. La proximidad a la capital permite un análisis relativamente cómodo y metuculoso.

Las mayores dificultades que en el orden tectónico nos han planteado este estudio han dimanado del desconocimiento estratigráfico que se tenía sobre esta región lo que nos ha obligado a construir las primeras escalas estratigráficas detalladas, especialmente por lo que al devónico se refiere, puesto que ni en los estudios de Adaro (A. 2) (A. 3) ni en los trabajos de sus antecesores (B. 1) (B. 4) (S. 2) (S. 5-6) (M. 3) ni de sus sucesores (G. 1) (G. 2) (G. 7) (M. 4) se encuentran referencias precisas sobre el devónico de esta región. En la mencionada memoria de Almela y Ríos (A. 5) no se hace tampoco incapié en el devónico y se representa en el mapa con un solo color.

Los problemas que nos hemos pues, planteado en este estudio son los siguientes:

1. Estudio detallado de la estratigrafía del devónico y de sus relaciones con los afloramientos de los alrededores de Oviedo procurando deducir el tipo de cuenca de sedimentación devónica.

2. Estudio de la tectónica, de los accidentes hercinianos y alpinos, es decir de la estructura interna de esta porción de "arco astúrico".

3. Reconocimiento y valoración de las riquezas de la gea de la región estudiada.

Para esta investigación ha sido necesario levantar el mapa geológico a la escala 1:25.000, a que antes se ha hecho alusión;

dicho trabajo se efectuó en 1949 y 1950; la elaboración de los perfiles y los trabajos complementarios que conciernen al texto se ha hecho en numerosas excursiones posteriores durante los años 1951-52-53 y 59.

I. ESTRATIGRAFIA

A) *La base del paleozoico.*

Los materiales más antiguos que aparecen en esta zona son las capas de cuarcitas, areniscas y conglomerados de grano medio de tonos generalmente muy claros, blancos o amarillentos, que colectivamente se conocen con el nombre de cuarcitas armoricanas. Estas complejas hiladas pertenecen al Arenig y constituyen el basamento sobre el que se apoyan los terrenos del paleozoico superior, en todo el centro y oriente de Asturias.

El conocimiento petrográfico y paleogeográfico de estas llamadas "cuarcitas" es uno de los problemas de mayor interés que nos ofrece la estratigrafía asturiana pero en la zona reconocida, estos materiales tienen muy poca extensión y gran uniformidad petrográfica, que no permiten abordar problemas de carácter más general.

B) *El devónico.*

a) *Caracteres generales.*

Los materiales devónicos se apoyan directamente sobre las cuarcitas del Arenig, como es norma general en la mayor parte de la región central de Asturias. Una laguna estratigráfica de cierta importancia se establece, pues, entre el Arenig y el devónico. A consecuencia del carácter extrusivo de los anticlinales de cuarcita armoricana, no hemos encontrado ningún punto donde la base del devónico se apoye normalmente sobre dicha cuarcita, pero el desarrollo estratigráfico y el carácter tectónico nos indican que dicha base no puede estar muy lejos. En

zonas inmediatas a la reconocida por nosotros (Peñaflor-Grado) el devónico comienza como siempre con las areniscas ferruginosas gedinienses y se apoya sobre pizarras probablemente gothlandienses.

El devónico de la zona estudiada comprende tres unidades desde el punto de vista petrográfico:

1. Serie inferior formado por areniscas rojas, pizarras abigarradas, cuarcitas y dolomias, con capas de areniscas ferruginosas todo de tonos abigarrados y de carácter predominantemente continental o litoral.

2. Serie marina, formada por calizas, margas y pizarras con dolomias, con numerosos fósiles neríticos y en un conjunto de tonos gris amarillentos, claros en general.

3. Serie superior formada por pizarras, areniscas y dolomias, con algunos bancos de cuarcitas y areniscas ferruginosas de características petrográficas, coloración y facies muy semejantes a la serie inferior.

Estas tres grandes unidades, son fáciles de distinguir en el terreno al primer vistazo, y facilitan su delimitación, pero entorpecen en cambio grandemente la elaboración de una escala estratigráfica, puesto que, como suele suceder a menudo, no solo no se corresponden con unidades estratigráficas, sino que su espesor y facies varían considerablemente dificultando el análisis estratigráfico. Estas variaciones que encontramos en la zona estudiada, son propias de todo el ámbito asturiano de tal modo las mismas dificultades encontraron los precursores de conocimiento geológico de Asturias y en su consecuencia las series estratigráficas resultantes están llenas de lagunas y omisiones.

Esta dificultad llega a tal extremo que la estratigrafía del devónico constituye todavía uno de los principales problemas estratigráficos de Asturias y solo puede resolverse utilizando los métodos de Estratigrafía comparada y la formación de mapas geológicos detallados. Ello es la causa de que exista una verdadera confusión en la delimitación y clasificación de las características locales de este devónico y lo que obliga a los precursores del conocimiento de la geología asturiana a prodigar los nombres locales, que sirven de base a las series estratigrá-

ficas y que aumentan el confusionismo, puesto que en su mayor parte solo son válidos para la localidad de donde proceden. Así, nombres como “caliza de Ferroñes”, “caliza de Nieva” “areniscas de Candás” “caliza de Candás”, raramente pueden aplicarse fuera de estas localidades, pues dichas rocas sólo existen en ellas, pasando lateralmente a otras series estratigráficamente equivalentes, pero petrográficamente distintas.

La serie estratigráfica básica, que hasta ahora ha servido de base a todos los estudios sobre el devónico asturiano fué tomada casi íntegramente por Barrois (B. 1) en la región litoral que en su esencia corresponde a la síntesis que últimamente hace De Sitter (S. 7) quien añade las aportaciones paleontológicas de Delepine (D. 4) (D. 5) y de Comte (C. 3) (C. 5-6-7-8) y a la que añadidas algunas observaciones nuestras es como sigue:

	Eifeliense	}	Eifeliense superior o C (Equivalente a la Areniaca de Gosseletia). D ₆	
			Eifeliense medio o B (equivalente a la caliza de Moniello). D ₅	
			Eifeliense inferior o A (equivalente a la caliza de Arnao). D ₄	
	Coblenciense	}	Emsiense D ₃	} (equivalente a la caliza de Ferroñes).
			Siegeniense C D ₃	
			Siegeniense B D ₂	} (equivalente a la caliza de Nieva).
			Siegeniense A D ₂	
Gediniense			Siegeniense A D ₁	} (equivalente a la arenisca de Furada)

Este esquema no está suficientemente elaborado para poder realizar un estudio de conjunto del devónico cantábrico, puesto que como ya hemos dicho estos niveles tienen solo un valor muy local y en su mayor parte cuando nos alejamos unos kms. de la localidad tipo hay que buscar las equivalencias estratigráficas en otras zonas distintas; en realidad solo es válido para la zona septentrional del litoral asturiano. Por este motivo proponemos para el devónico inferior y medio de Asturias la siguiente nomenclatura elaborado sobre aquellas bases fundamentales (LL. 6).

Neodevónico	{ Femeniense Frasniense }	{ Areniscas de Candás.—150-200 m. Pizarras y areniscas ferruginosas de facies similar a la gediense, sin fósiles. Caliza de Candás }	b) 25 m. calizas con <i>Sp. Verneuilli</i> y <i>S. comprimatus (Bouchardi)</i> .
			a) 75 m. Caliza gris con corales: <i>Pachypora</i> y <i>Pachyphyllum</i> , <i>Athyris concentrica</i> , <i>Stringocephalus Burtini</i> y <i>Cupressocrinus crassus</i> .
Mesodevónico	{ Givetiense }	{ }	c) Arenisca de <i>Gosseletia (=Naranco)</i> ; 400 m. de areniscas rojas y verdes, alternando con pizarras negras y calizas pizarreñas con braquiópodos y corales (<i>Gosseletia devónica</i> , <i>Productus murchisonianus</i> , <i>Chonetes minuta</i> , <i>Orthis opercularis</i> etc.
			b) Caliza de Moniello, 50 m. caliza azul oscura y caliza pizarreña con corales. El nivel azul oscuro tiene cristalitas blancos de calcita diseminados. Contiene <i>Calceola sandalina</i> y a veces <i>Orthis</i> , <i>Strophomena</i> , <i>Sp. concentricus</i> , <i>Sp. aculeatus</i> <i>Cyrtina heteroclitia</i> , <i>Athyris concentrica</i> .
			a) Caliza de Arnao, 100 m. de pizarras alternando con calizas delgadas e intercalaciones de pizarras rojas con <i>Sp. paradoxus</i> , <i>Sp. cultrijugatus</i> , <i>Atrypa reticularis</i> , <i>Pentamerus galeatus</i> y capas rojas de crinoides (<i>Hadocrinus hispaniae</i>) y briozoos.
Eodevónico	{ Cobleciense }	{ Calizas de Ferroñes, 200 m. calizas bastas y duras alternando con pizarras oscuras en el techo 15 m. de caliza dolomítica. Contiene <i>Sp. paradoxus</i> , <i>Athyris concentrica</i> , <i>A. phalæna</i> , <i>A. Ezquerreae</i> y <i>Phacops latifrons</i> . Pizarras y calizas de Nieva. 150 m. de caliza negra, margosa con vetas de calcita blanca y pizarras, con <i>S. hystericus</i> . Areniscas con <i>S. hystericus</i> y <i>S. arduensis</i> . }	} Arenisca de Furada
			} 200 m. Areniscas ferruginosas, pizarras y cuarcitas alternantes.

b) *Historia.*

Las primeras ideas concretas sobre el devónico asturiano datan de Schulz (S-2) (S-3) (S-4) (S-5), como las de todo el resto de la Geología de Asturias; en un trabajo reciente sobre el reborde meridional de la cuenca carbonífera asturiana, hemos dado un resumen histórico (LL-5) acerca de la geología de dicha cuenca, que en sus líneas generales es aplicable a todo el ámbito asturiano y aún cántabro-leonés por lo cual nos ahorraremos su repetición en esta memoria y remitimos allí al lector. Sucesivamente, Schulz (S-2) (S-5) Barrois (B-1), Adaro (A-3) (A-4) se han ocupado del devónico del centro de Asturias; Delepine (D-3) (D-4) (D-5) y Conte (C-3) (C-4) (C-5) (C-6) (C-7) (C-8) (C-9) han dado notas estratigráficas y paleontológicas de gran trascendencia e interés. Recientemente García Fuente nos habla del devónico de Teverga (G-1) (G-2) colindante con la región por nosotros reconocida y Almela y Ríos (A-5) la omiten casi totalmente, concentrando su atención en el carbonífero.

c) •*Descripciones locales.*

Los afloramientos devónicos de la zona estudiada se presentan a manera de tres grandes manchones alineados de SW. a NE. como toda la estructura y cortadas transversalmente por las tres grandes arterias fluviales que recorren esta zona, el Nalón, el Caudal, y el Trubia; el manchón septentrional ocupa el ángulo NW. de la zona cartografiada; el manchón central se extiende desde la cumbre de la Coruxera hasta la Manjoya; el manchón meridional, en fin, contornea los picachos de La Mostayal y Monsacro y se bifurca al llegar al Caudal, hacia el NE. hacia Telleo y hacia el SE. hacia La Foz.

1. *El devónico de la zona septentrional.*

En la gran curva que describe el ferrocarril de S. Esteban de Pravia, entre las estaciones de Caces y Trubia, la trinchera corta una serie devónica muy clara, en contacto mecánico con

las pizarras westfalienses y con la caliza de montaña. Este devónico está plegado en anticlinal y la charnela se ve muy bien a un centenar de metros de la salida W. del túnel. En un recorrido de unos 300 m. puede obtenerse un buen corte del flanco E. del anticlinal.

Techo: caliza viseense.

100-110 m. Tramo de areniscas ferríferas alternando con capas delgadas en cuarcitas y tramos de pizarras. (Arenisca de Gosseletia) Arenisca del Naranco.

50-50 m. Alternancia de calizas grises y calizas pizarreñas en capas de 0,01 m. y menos, sin fósiles.

60 m. Calizas gris azuladas, bien estratificadas, compactas, con cristálitos de calcita blanca, dispersos en la masa (Caliza de Moniello).

10-12 m. Pizarras versicolores y amarillentas, alternando con dolomías amarillentas en capas de 0,1-0,2 m.

15 m. Pizarras amarillentas.

35-40 m. Calizas dolomíticas amarillas y calizas grises rosadas.

8 m. Margas pizarreñas rojizas.

5-6 m. Calizas dolomíticas amarillentas.

Margas muy calizas, amarillentas y rojizas con crinoideos y briozoos (Caliza de Arnao).

Esta serie sin ser típica ni rica en fósiles permite ser identificada perfectamente como eifeliense, puesto que la caliza de Moniello es inconfundible y corresponde al nivel de *Calceola sandalina* de Eifel. Esta caliza de Moniello es muy constante en casi todo el devónico asturiano y sirve de capa-guía. También es reconocible la caliza de Arnao (Eifeliense inferior D₄)

en la serie de margas rojizas con la acostumbrada fauna de briozoos y crinoideos.

Este conjunto está plegado en anticlinal y se repite ya en

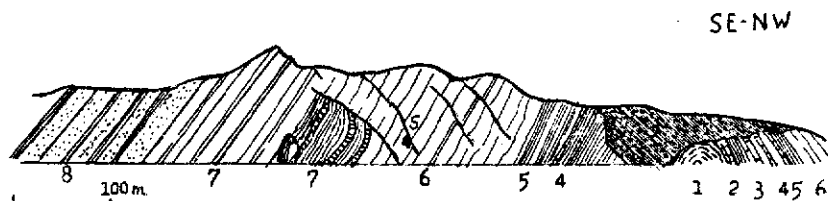


Fig. 2.—Corte del Eifeliense, en la gran curva del Nalón cerca de Caces.

1. Margas rojizas y amarillentas con crinoideos y briozoos (caliza de Arnao); 2. Margas rojizas con crinoideos (caliza de Arano); 3. Margas pizarreñas rojizas; 4. Pizarras versicolores y dolomias amarillentas alternantes; 5. Pizarras versicolores; 6. Caliza grisazulada con cristalitas de calcita (caliza de Moniello); 7. Alternancia de calizas grises y calizas pizarreñas en capitas de 0,01 m.; 8. Areniscas de *Gosseletia*. Alternancia de areniscas rojas ferruginosas, areniscas amarillentas veteadas de rojo, pizarras versicolores y cuarcitas delgadas.

los limites de la zona estudiada; es posiblemente en esta zona donde Almela y Rios (A-5) han reconocido la siguiente fauna.

Comboplyllum Marianum. Haime.

Pentremites Pailletei. Vern.

Poteriocrinus sp. (tallos).

Fenestella antiqua, Gold.

Rhynchonella Pareti. Vern.

Leptaena Murchisoni Vern d'Arch *Stropheodonta murchisoni* V. A.) (1).

Athyris Ezquerrae. Vern *Anathyris ezquerrai* V. A.) (2).

que no hemos encontrado en nuestro sector.

(1) *Leptaena Murchisoni* V. A. fué el nombre dado por Verneuil y Archiac a este estrofeménido. Ya Barrois en 1882 lo asimiló a *S. Murchisoni*, aceptado luego por Mailleux en 1936.

(2) *Anathyris ezquerrai* V. A. equivale a *Athyris Ezquerra* Bayle; suponemos sea esta la especie a que se refieren Almela y Rios,

Estas capas van orientadas de NE a SW. y se las encuentra con igualdad de características, aunque sin cortes tan limpios, en el alto de Pazaranda y a lo largo del cordal que desde este punto desciende a Perlin.

Otro buen corte de la misma serie, nos lo ofrece el margen E. del valle del Trubia entre Perlin y S. Andrés, a lo largo de la línea del ferrocarril minero; este corte es mas complejo por comprender el substrato de cuarcitas armoricanas que tiene una tectónica complicada.

Siguiendo la línea de dicho ferrocarril minero, a partir del puente sobre el Trubia que acaba frente a la iglesia de Perlin, la trinchera corta sucesivamente las siguientes capas al SE.:

Calizas rosadas con *crinoideos* (caliza de Arnao).

Estas capas afloran cerca de la iglesia de Perlin.

8-10 m. Dolomias amarillentas y pizarras versicolores.

10-12 m. Calizas gris oscuras, negroides, fétidas.

Estas calizas forman una charnela anticlinal vergente al NW. es decir, que la serie anterior está invertida y por tanto, dichas calizas ocupan una posición estratigráfica inferior a la caliza de Arnao por lo que tal vez puedan ser equiparadas a las calizas de Ferroñes o de Nieva; de lo que parece haber duda es de que el límite cobleciense-eifeliense está en la serie de dolomías amarillentas que separa la caliza de *crinoideos* de la caliza negra.

Siguiendo la línea del ferrocarril la trinchera, muestra pliegues y roturas que complican la estratigrafía, pero las capas afectadas por estos accidentes son las mismas ya indicadas.

En las vertientes del Pico del Cuito, antes de entrar en el Barranco de Curito, aparece otra charnela anticlinal en una serie dolomítica de 40-50 m. de potencia visible, que se hunde casi verticalmente en el margen NW. de dicho barranco; en el otro margen aparecen ya areniscas rojas ferríferas y pizarras buzando fuertemente al SE. y al parecer concordantes con la serie dolomítica. Un poco más allá en la vertiente del Monte del

Bescón, aflora ya la cuarcita armoricana sin contacto visible con el devónico.

Es difícil situar estatigráficamente la última serie de areniscas ferruginosas y de dolomías; los primeros por la convergencia petrográfica que existe entre las capas ferríferas del gediense y las del eifeliense, lo que las hace fácilmente confundibles; la serie dolomítica por existir series semejantes o muy parecidas a distintos niveles estratigráficos. Provisionalmente situaremos pues la serie ferrífera en el eifeliense superior o C. (D-6) a pesar de su proximidad a la cuarcita armoricana y las dolomías inmediatas en el eifeliense medio o B (D-5) (zona alta de la caliza de Moniello). Esta situación provisional puede aceptarse por el momento dada la importancia de las "extrusiones" de la cuarcita armoricana, que como veremos en la parte tectónica, pueden haber laminado todo el devónico.

Estas laminaciones, producidas por las "extrusiones" de la cuarcita armoricana hacen difícil establecer una buena serie estratigráfica y más aún su comparación con la vecina serie de Caces. Así pues, en el margen oriental del Trubia no vuelven a aparecer series normales hasta S. Andrés, en el flanco S. de la última extrusión de cuarcita. Allí, cerca del Puente de la carretera sobre el Trubia, y en la trinchera del mismo ferrocarril minero, tras las últimas casas de S. Andrés aparecen las cuarcitas armoricanas; un poco más al S. aflora el devónico, sin que el contacto sea limpio, pero hace suponer un carácter mecánico, no solo el estilo tectónico de las cuarcitas armoricanas, sino también la ausencia de buena parte del devónico inferior.

Siguiendo dicha trinchera del ferrocarril hacia el S. se obtiene la siguiente sucesión:

Muro: Cuarcita armoricana.

Zona cubierta de coluviones y praderas.

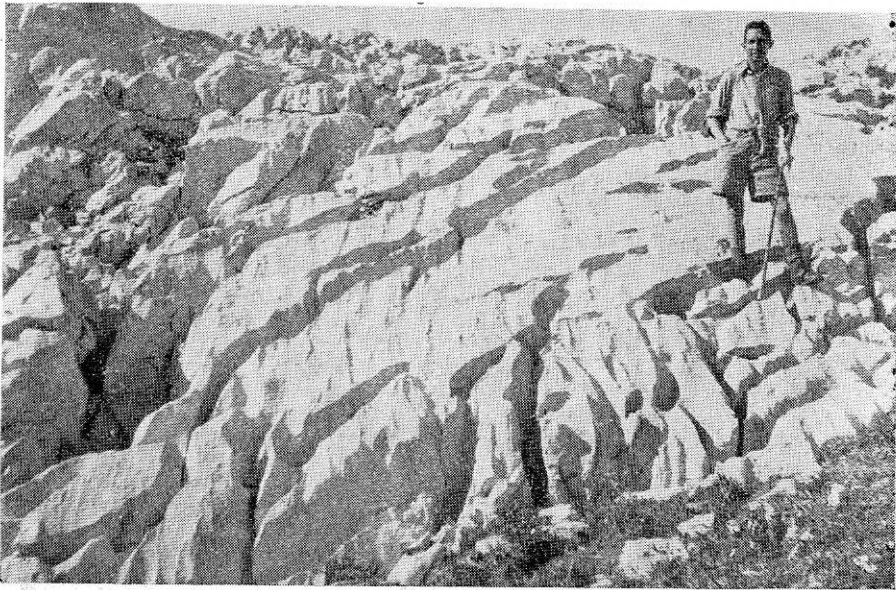
40-50 m. Calizas grises en lajas, con lumaquelos de braquiópodos y briozoos, conteniendo *Schizophoria vulvaria* Schlot; *Acrospirifer pellicoi* V. et Arch. (caliza de Ferroñes).

- 50-60 m. Calizas y dolomias alternantes, con dominio de dolomias.
- 1 m. Lumaquela de crinoideos.
 - 40-50 m. Calizas grises margosas con hiladas pizarreñas.
 - 35-40 m. Alternancia de areniscas amarillentas rojas, pizarras rojas y dolomias amarillentas.
 - 5 m. Arenisca amarillenta.
 - 30-35 m. Pizarras grises alternando con dolomias.
 - 5 m. Caliza gris compacta.
 - 50-60 m. Alternancia de calizas grises y calizas rojas con crinoideos; en la parte alta, caliza gris azulada con cristalitos de calcita (Calizas de Arnao y Moniello).
 - 10 m. Caliza gris de pátina amarilla con vetas blancas, azoica.

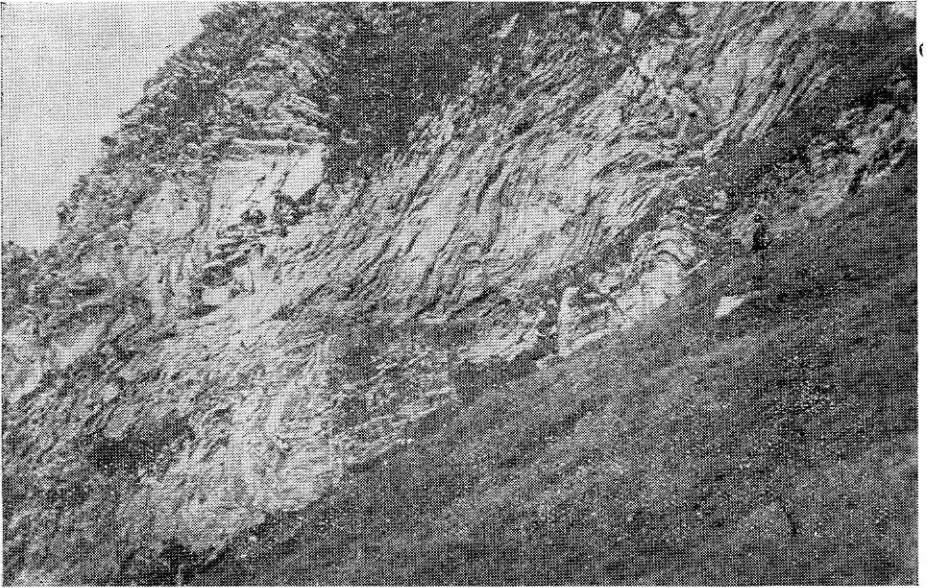
Los dos últimos tramos se explotan en cantera, entre el puente del ferrocarril y la curva de la carretera, el tramo de Moniello forma una pequeña garganta en el río Trubia. Estas calizas de Moniello, tienen aspecto algo distinto de las típicas; son menos uniformes de color y alternan en la base con calizas versicolores con crinoideos que deben de representar el nivel de Arnao; este tramo calizo debe comprender pues el eifeliense A y B (D-4-D-5). En cuanto a las capas inferiores, deben de situarse íntegramente en el cobleciense como lo acredita la fauna de las calizas lumaquéllicas de la base de esta serie: *Schizophoria vulvaria* Schol. y *Acrospirifer pellicoi* V. et Arch. se encuentran corrientemente en el emsiense de la Cordillera cantábrica; el primero tiene su repartición vertical desde el siegeniense superior D₃ hasta el eifeliense inferior D₁, ambos inclusive; en cuanto a *A. pellicoi* se le encuentra comunmente en el siegeniense, hasta la base del emsiense (D3-D3); la base de la serie de San Andrés ha de corresponder por consiguiente al siegeniense superior (D3) y al emsiense (D3) las capas de dolo-



Lapiaz en las calizas de montaña de la vertiente E. del Aramo.



Detalle del lapiaz anterior.



Pliegues disarmónicos en las calizas viseenses de la vertiente W. del Monsacro cerca de Cordal largo.



Un detalle de los pliegues disarmónicos anteriores.

mias, pizarras, areniscas y calizas que tienen por techo la caliza de Arnao.

La línea de Cordales que desde la Sierra de Buanga se dirige hacia el NW. hasta Camales, pasando por Perlavia, está formada íntegramente por el devónico. La carretera que desde Trubia asciende a Perlavia corta la serie eodévónica durante el

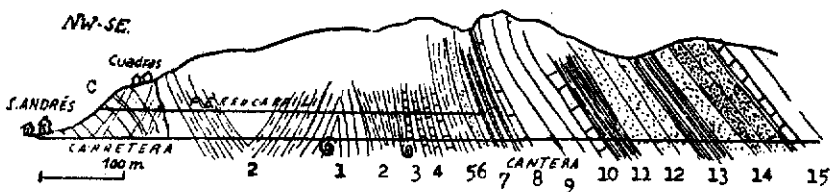


Fig. 3.—Corte del devónico inferior y medio de S. Andrés.

C. Cuarcita armoricana. Devónico: 1. Calizas grises siegenienses con *Schizophoria vulvaria*, *Acrospirifer pellicoi* (Caliza de Ferroñes); 2. Calizas y dolomias alternantes; 3. Emsiense: lumaquela de crinoideos; 4. Calizas grises con hiladas pizarreñas; 5. Areniscas amarillas, rojas, pizarras y dolomias; 6. Arenisca amarilla; 7. Pizarras grises alternando con dolomias; 8. Eifeliense inferior: caliza gris compacta; 9. Eifeliense inferior y medio: calizas grises y rojas con crinoideos en la base y caliza gris azulada (caliza de Moniello) en la parte alta; 10. Caliza gris azoica; 11. Eifeliense superior: pizarras abigarradas; 12. Areniscas amarillentas; 13. Pizarras abigarradas; 14. Areniscas ferruginosas; 15. Carbonífero inferior. Caliza viseense.

km. 1-2; son capas de areniscas rojas y pizarras versicolores; en el km. 3 penetra en las capas marinas coblecienses, formadas por pizarras, dolomias y calizas alternantes. Entre Camales, La Pereda y Perlavia, se cortan las mismas capas plegadas; en este recorrido destacan dos elementos petrográficos: calizas tabeadas con lumaquelas de braquiópodos y calizas margosas rojas con crinoideos llevan algunas intercalaciones de pizarras calizas grises y rojizas de poca potencia, pero el elemento petrográfico dominante es la caliza. El paquete de estratos que casi siempre se repite en los pliegues, está formado de abajo a arriba por:

- 25-30 m. Calizas lumaquélicas con braquiópodos.
- 40-50 m. Pizarras y dolomias amarillentas.
- 10-12 m. Calizas margosas rojas con crinoideos y briozoos.

En las lumaquelas de braquiópodos hemos reconocido las siguientes especies:

- Schizophoria vulvaria*. Scholt.
- Stropheodonta Murchisoni* Vern. et Arc.
- Leptaena* cf. *Sedgwicki* Vern, et Arc.
- Acrospirifer pellicoi* Vern et Arc.
- Acrospirifer paradoxus* Schloth.
- Spirifer* Sp.
- Athyris concentrica* von Buch.
- Athyris* sp.

Schizophoria vulvaria Schoth. es el braquiópodo mas abundante en estas lumaquelas. El conjunto de esta fauna coloca estas capas en el siegeniense-emsienense (D_3 , D_3) tal vez el eifeliense inferior. En cuanto a la caliza margosa roja con crinoideos es equiparable a la caliza de Arnao del eifeliense inferior (eifeliense $A=D_4$).

En la cabecera del arroyo de Buanga y en las vertientes orientales del pico Grandamiana hay una zona de fracturas que dificulta la obtención de buenas series estratigráficas; un poco más al SE. por debajo de las calizas lumaquélicas siegeniense-emsienenses (D_3 - D_3) aparece una serie de calizas y dolomias que se apoyan normalmente sobre una serie de pizarras, areniscas y cuarcitas delgadas que pueden colocarse tal vez en el gedinienense.

En la vertiente SE. de la Sierra de Buanga, entre Castañedo del Monte y el Pico del Plantón hay una serie bastante completa que puede seguirse en sus líneas generales; es la continuación hacia el SW. de la serie de San Andrés, pero aquí la extrusión de cuarcita de la Sierra de Buanga ha respetado la mayor parte del devónico, sin duda por corresponder a una zona

mas alta del accidente, donde la laminación fué menos intensa.

La sucesión que puede obtenerse aquí, es la siguiente:

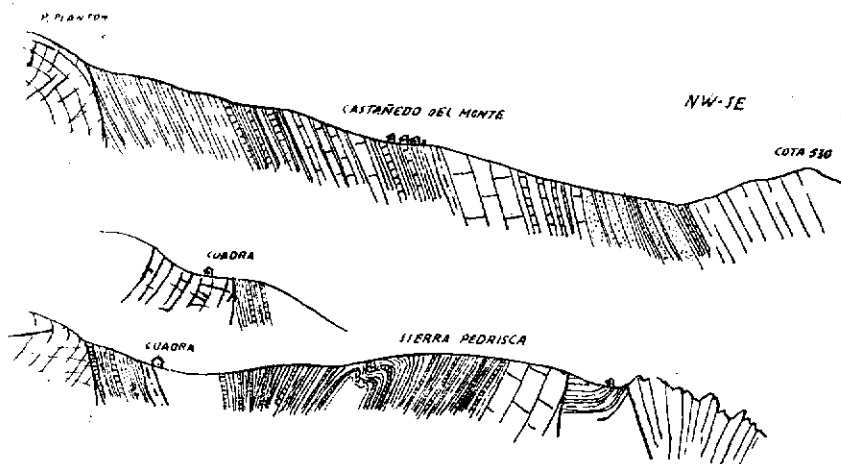


Fig. 4.—Corte del devónico de las vertientes SE. de la sierra de Buanga. C. Cuarcita armónica. D. Gedinense: 1. serie de pizarras abigarradas, cuarcitas delgadas y areniscas rojas; 2. Siegeniense: dolomias y pizarras abigarradas alternantes; 3-3'. Siegeniense-Emsiense, Capas de calizas lumaquéllicas (caliza de Ferroñes) alternando con pizarras, y con dolomias en la parte superior; 4. Caliza de Arnao. Eifeliense A.; 5. Caliza de Moniello, eifeliense B.; 6. Serie de areniscas rojas ferruginosas, amarillas y pizarras abigarradas intercaladas. Arenisca de *Gosseletia*, eifeliense C.; V. Caliza viseense y caliza de montaña.

Muro: Cuarcita armonicana.

Contacto mecánico.

150-200 m. Pizarras abigarradas, areniscas y cuarcitas alternantes (Gediniense-cobleciense) (D_1 - D_1').

50-60 m. Dolomias y pizarras alternantes (Siegeniense).

60-70 m. Calizas margosas lumaquéllicas y calizas compactas. Contienen la misma fauna de braquiópodos ya indicada y además *Spirifer* sp. (Siegeniense-Emsiense (D_3 D_3)).

50-60 m. Pizarras y dolomias amarillentas (Emsiense D_3).

15-20 m. Calizas margosas rojo vinosas con crinoideos (Eifeliense inferior) (D₄).

50-60 m. Caliza gris azulada con cristalitos de calcita (Eifeliense medio) (D₅).

60-70 m. Dolomias y calizas dolomíticas (D₅).

70-80 m. Serie de areniscas, pizarras abigarradas y areniscas ferruginosas (Eifeliense superior) (D₆).

Techo: Caliza roja viseense.

Esta serie, aunque no puede reconocerse en sus detalles, es la mas completa de todo el devónico de la zona septentrional de la región estudiada. Un poco mas al SW. en la Sierra Pedrisca está afectada por pliegues y fallas que rompen la continuidad estratigráfica y la hacen de difícil estudio.

2. *El devónico de la zona central.*

Los afloramientos devónicos de la zona central, son poco extensos, formando dos estrechas fajas cerca del Nalón y algunas manchitas aisladas hacia el SW. que aparecen en las laminaciones tectónicas o en los ejes de los anticlinales.

En la garganta de las Xanas, cerca de Villanueva de Proaza, corta dos anticlinales de caliza de montaña en cuyo núcleo aflora el eifeliense superior (D₆) con sus capas de areniscas ferruginosas y pizarras abigarradas que sirven de muro a las calizas rojas del viseense; también un poco más al NE. al N. de Dosango, hay otro afloramiento con las mismas características en la prolongación del eje de uno de los anticlinales de las Xanas.

Al NE. de Tuñón en Las Carangas, aparece de nuevo el Eifeliense C en una fuerte laminación, entre la caliza de montaña y las pizarras westfalienses. El afloramiento, es muy confuso y sólo aparecen en él, cantos de areniscas ferruginosas y hierros oolíticos que se sigue por el camino de Tenebredo hasta medio km. al E. de Tuñón.

En las vertientes NE. de los cerros de La Coruxera aparece un manchón algo mas extenso que cruza el Nalón y muere bajo

el cretácico de La Manjosa, formando las vertientes SE. de la Sierra de Peñavis.

Descendiendo de la cumbre de La Coruxera hacia Coto-monteros, el camino corta un afloramiento formado por una serie alternante de pizarras muy friables azuladas y blanquecinas en capas de 0,02 a 1 m. con pizarras arenosas y areniscas intercaladas; hay un nivel de arenisca ferrífera. El conjunto está cortado por numerosas dislocaciones ortogonales a la estratificación con zonas de brechificación y filitización. Aunque no hemos hallado fósiles en ellos, todas estas capas deben ser referidas al eifeliense C, dada su proximidad a la caliza de montaña que forma el armazón de las Sierras de La Coruxera y de Lavares.

El Nalón, cerca de Fuso, corta la prolongación de estas capas que forman las vertientes meridionales de Peñavis. Tampoco la estratigrafía es nada clara en toda esta zona a pesar de que el contacto con el carbonífero es normal. En el camino de la ermita de Santa Agueda, al N. de Quintanilla puede verse la siguiente serie:

Techo: Caliza roja viseense.

70-80 m. Areniscas rojas ferruginosas, areniscas amarillentas y pizarras abigarradas.

que deben ser referidas igualmente al eifeliense C, es decir equivalente a las areniscas del Naranco (arenisca del Naranco (= arenisca de *Gosseletia*).

A. *El devónico de la zona meridional*

Es un amplio manchón irregular que contornea los macizos de La Mostayal y Monsacro. El Nalón y el Caudal, cortan la apófisis NE, la más próxima a los afloramientos de la Vega de Palomar.

El ferrocarril a Madrid, situado en el margen derecho del

Nalón, desde el cruce de la carretera de La Manjoya, hasta cerca de la estación de Las Segadas, permite dar un buen corte al devónico.

Techo : Caliza roja viseense buzando al SE. la serie está invertida.

10-12 m. Arenisca roja en lajas.

25-30 m. Pizarras rojas y margas abigarradas (Eifeliense C).

5 m. Arenisca roja ferruginosa, muy compacta

90-100 m. Dolomias y calizas dolomíticas grises, en bancos de 0,2 a 1 m. (Eifeliense B).

50-60 m. Calizas grises de pátina amarillenta con filones de calcita (Eifeliense B).

Sobre estas capas se regulan las dolomias y las areniscas en sentido inverso por estar situadas en un eje sinclinal. Al otro lado del Nalón, en Entrepuentes, puede hacerse un corte semejante y lo mismo en la carretera y ferrocarril de San Esteban de Pravia a Mieres entre los kms. 18-20 de la carretera. Después de la estación de Soto aparecen las areniscas y pizarras del eifeliense C, sobre las que se superponen (en virtud del régimen invertido ya indicado) las dolomias amarillentas en capas de 0,4-0,5 m. con más de 100 m. de potencia total. Poco antes de llegar al túnel aparecen calizas en bancos de 0,5 a 1 m. con pátina amarillenta, pero de sección gris, en las cuales se ha perforado el túnel de Morcín; en la salida S. de dicho túnel hay calizas amigdaloides rojas semejantes a las viseenses, pero que sin duda han de equipararse a las calizas de Arnao. Ya se ha indicado que a veces hay una convergencia petrográfica entre la caliza de Arnao y la viseense.

Parte del resto de la serie devónica se corta en anticlinal, en la ribera de los Molinos, hasta Rocés; pero en esta zona la carretera tiene pocas trincheras y no hay buenos cortes; en

cambio el recorrido del camino de Soto a Telleo por el cordal, permite obtener una idea más acabada de este devónico.

Desde lo alto del cerro de El Carbayedo y cuando el camino descende hacia la ermita de San Nicolás, aparece el contacto del eifeliense B con una serie de areniscas rojas, dolomias en capas delgadas y pizarras abigarradas; el contacto es mecánico y en él se encuentran una brecha formada por cantos de areniscas y areniscas ferruginosas cementadas por una pulpa arcillosa-arenosa amarillenta; las calizas buzan al N. 80-85°. La serie inferior está formada por areniscas rojas y cuarcitas inclinadas 70° al N. y en la base aparece una capa de caliza dolomítica.

En el Collado de Tellego, los suelos cubren el substrato, pero aparecen afloramientos en los cimientos de las casas al pie del camino son pizarras versicolores y areniscas rojas en capas delgadas, muy replegadas que un poco más al S. toman claramente buzamiento S. muy constante y aparecen intercalaciones dolomíticas; estas dolomias, en capas delgadas, llegan muy cerca del techo de la caliza viseense en la base del cerro del Gato, de tal modo que la potencia de las areniscas rojas ferruginosas del eifeliense C, no pasa aquí de 12-15 m. en total:

Este conjunto de observaciones, permite deducir que el amplio collado de Tellego es el eje de un sinclinorio de flancos petrográficamente asimétricos en los que puede deducirse la siguiente sucesión:

Flanco de San Isidoro

Techo: Caliza roja viseense

50 m. Areniscas ferruginosas, pizarras abigarradas y areniscas amarillentas (Eifeliense C).

90-100 m. Dolomias y calizas dolomíticas grises (eifeliense B).

50-60 m. Calizas grises de pátina amarillenta (Eifeliense B).

150 m. vistos. Pizarras abigarradas, areniscas rojas en bancos delgados y capas de dolomías amarillentas delgadas.

Flanco de Tellego

Techo: Caliza roja viseense.

10-12 m. Areniscas rojas y pizarras abigarradas (Eifeliense C).

300 m. Pizarras abigarradas, areniscas rojas en bancos delgados y capas dolomías amarillentas en cos delgados.

Entre uno y otro flanco media poco más de 1 km., lo que permite llegar a la conclusión de que el Eifeliense B, está representado en el flanco de Tellego, por la parte alta de los 300 m. de pizarras abigarradas, areniscas y capas dolomíticas y que la base de estas mismas capas debe representar con toda probabilidad el Eifeliense A y el cobleciense.

Parece existir, pues, de N. a S. un acusado cambio lateral de facies que transforma rápidamente los elementos neritoides, representados por las lumaquelas de braquiópodos coblecienses y los bancos de calizas eifelienses, en capas de marcado aire continental o litoral. Esta transformación se acusa ya en Soto y aún en Vega del Palomar con el empobrecimiento de las facies calizas, hasta su desaparición en Tellego.

Idéntica transformación sufren todos los elementos petrográficos superiores al gedinense, a medida que nos desplazamos hacia el SW. de tal modo que la considerable reducción en potencia y aún desaparición de los potentes bancos de calizas coblecienses y eifelienses, se manifiesta claramente en la pérdida de energía del relieve y al paisaje abrupto de la caliza sucede en una amplia zona situada entre el Monsacro, La Mostayal y las Sierras de Peñerudes y Navalinos, una zona de cerros maduros alomados, en los que la homogeneidad petrográfica no

permite resaltes ni asperezas. En efecto, los cortes seriados que pueden obtenerse ascendiendo por la carretera de Soto a Peñerudes y la Piñera son bien explícitos.

En la gran curva de la carretera, cerca de Argame, aunque el devónico aparece muy revuelto tectonicamente, puede obtenerse la siguiente sucesión:

Techo: Caliza viseense.

40 m. Serie detrítica del eifeliense C formada por Areniscas rojas y blancas.

Pizarras abigarradas

6-7 m. Arenisca ferruginosa.

Pizarras abigarradas, areniscas y cuarcitas delgadas, alternando.

10-12 m. Calizas grises con cristalitos de calcita blanca (Eifeliense B = caliza de Moniello).

15-20 m. Calizas dolomíticas amarillentas con *Schizophoria vulvaria*. Schlot., *Acros pirifer pellicoi*. Vern. et Arch. y el acostumbrado cortejo de braquiópodos, esparcidos en la roca sin formar lumaquelas (Siegeniense C-Emsiense).

20-25 m. Dolomias gris amarillentas en bancos delgados alternando con niveles pizarreños (Siegeniense B).

Muro: Pizarras abigarradas, areniscas amarillentas y rojizas en capas delgadas y delgados lechos de dolomias alternando.

En este primer corte se observa una marcada reducción de los horizontales calizos fosilíferos con desaparición de algunos de ellos, como el del Eifeliense A (caliza de Arnao) que no hemos visto. Los lumaquelas de braquiópodos del Siegeniense C-Emsiense, han desaparecido practicamente, puesto que los escasos lechos predominantemente dolomíticos, representan en reali-

dad, una degeneración de las ricas hanatocenosis que se encuentran más al N.

Ascendiendo por la misma carretera entre el km. 2,2 y el collado donde se asienta el caserío de la Carrera de Arriba, a pesar de la complicación tectónica puede obtenerse un resumen de la estratigrafía que es la siguiente:

Techo: Caliza viseense (el paquete devónico está en parte invertido).

25-30 m. Areniscas amarillentas y rojas, areniscas ferruginosas que pasan a hierros oolíticos"; pizarras abigarradas (Eifeliense C).

10-12 m. Calizas grises compactas (Eifeliense B ¿).

12-15 m. Calizas dolomíticas amarillentas con restos de braquiópodos (Siegeniense C-Emsiense).

30-35 m. Dolomias gris amarillentas, alternando con pizarras grises y abigarradas. (Siegeniense B ?).

10-12 m. Pizarras abigarradas con un banco de 2-3 m. de arenisca roja.

25-30 m. Pizarras arcillosas amarillas con aspecto de sepiolita.

Estas pizarras amarillas forman el eje de un sinclinal de detalle en la curva del km. 3,7, poco antes de alcanzar el collado de la Carretera de Arriba. Este nuevo corte nos indica que la facies nerítica, del cobleciense-eifeliense tan clara hacia el N.

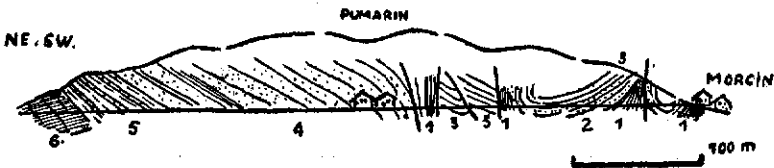


Fig. 5.—Corte geológico entre Morcín y Santa Eulalia. Devónico. 1. Pizarras verdesas y rojizas; 2. Areniscas; 3. Dolomias amarillentas; 4. Serie de areniscas blancas, rojas y ferruginosas y pizarras rojas del eifeliense superior. Carbonífero. 5. Calizas rojas amigdaloides y pizarras rojas viseenses; 6. Caliza de montaña. Caliza negra con vetas de calcita blanca.

y NE. va borrándose poco a poco hacia el SW. para dar paso a un régimen cada vez más paracontinental.

Si desde la Carrera de Arriba se sigue la carretera a La Piñera se corta la misma serie en sentido inverso, pues entre ambos caseríos hay un sinclinorio que repite los mismos horizontes; únicamente se nota la ausencia total de los horizontes calizos, de tal modo que cerca de La Piñera, se corta la misma serie en sentido inverso, pues entre ambos caseríos hay un sinclinorio que repite los mismos horizontes; únicamente se nota la ausencia donde afloran de nuevo las capas de areniscas del Eifeliense C.; el Eifeliense B está representado por alguna muy delgada capa de caliza (de 0,1 a 0,3 m.) intercalada en una formación muy homogénea integrada por una alternancia de pizarras grises y abigarradas, areniscas y dolomias delgadas. Estamos sobre el mismo régimen que más al NE. al otro lado del Caudal, hemos reconocido ya en Tellego.

Entre la carrera de Arriba y La Roza, en la entrada de las gargantas del río Barrea, en el caserío de La Carrilona, puede reconstruirse otro corte a menos de 1,5 m. del anterior.

Techo: Caliza viseense.

- 5-6 m. Areniscas amarillentas.
- 10-15 m. Areniscas rojas ferríferas alternando con pizarras abigarradas (Eifeliense C).
- 6-7 m. Calizas grises estériles (Eifeliense B?).
- 12-15 m. Pizarras grises y dolomias alternantes.
- 5-6 m. Calizas cristalinas y rosadas con pátina gris.
- 5-6 m. Pizarras grises alternando con calizas grises organógenas con restos detríticos indeterminables.
- 3-4 m. Calizas con briozoos y coralaris (Eifeliense A?)
- 10-12 m. Calizas grises (Cobleciense?).
- 20-25 m. Pizarras arcillosas amarillas con aspecto de sepiolita.

Muro: Pizarras abigarradas y grises alternando con delgados lechos de dolomias.

En este conjunto es difícil ya reconocer el devónico medio, ni paleontológica ni petrográficamente; no obstante, no cabe duda que en este paquete ha de estar representado todo el eifeliense y el emsiense por lo menos, pues constituye el límite y paso hacia las formaciones netamente paracontinentales de más hacia el SW. y S.

En efecto, en Peñarudes, Artoso y Dosango, este paquete se simplifica progresiva y rápidamente hasta diluirse en una masa muy homogénea, formada por una sucesión de areniscas rojas y amarillas, pizarras abigarradas y grises, dolomias delgadas y aún algunos bancos muy delgados de calizas estériles que forman el conjunto de relieves de la Piñera, La Carbayona, San Sebastian, La Roza y Morcín.

El mínimo desarrollo de la facies caliza corresponde a la zona entre El Artesu y Dosango, pues en este último punto vuelve a engrosar y en la entrada de la garganta de las Xanas se encuentran ya claramente representados las lumaquelas de braquiópodos emsienses.

En La Roza aparece una nueva sucesión:

Techo: Caliza viseense (la serie devónica está invertida como ocurre a todo lo largo de la Sierra de Peñarudes.

20-25 m. Areniscas ferríferas, pizarras abigarradas y areniscas ferruginosas (Eifeliense C).

15-20 m. Pizarras amarillentas.

5-6 m. Caliza gris con microfauna.

2 m. Pizarras grisáceas friables con disyunción astillosa.

5 m. Pizarras amarillentas limoníticas.

0,6 m. Dolomía.

1,5 m. Pizarras blancas.

0,5 m. Brecha de dolomía (probablemente es una brecha tectónica).

1,6 m. Pizarras amarillentas.

6 m. Dolomía.

- 1,2 m. Pizarras blancas.
- 0,3 m. Nueva brecha dolomítica idéntica a la anterior.
- 2 m. Pizarras.
- 5,6 m. Pizarras rojas y azuladas.
- 5,6 m. Dolomia (el límite con la capa anterior es tectónico).
- 2 m. Pizarras rojas.

Desde Peñerudes por el camino de La Mostayal tenemos una esta zona, sucesión caracterizada por su esterilidad biológica y por el dominio de las coloraciones abigarradas sobre las grisáceas del devónico nerítico.

Des Peñerudes por el camino de La Mostayal tenemos una sucesión mucho más completa que comprende todo el devónico del sinclinorio de Pedroveya.

Techo: Caliza viseense.

- 30-35 m. Areniscas y pizarras del Eifeliense C.
- 8-10 m. Pizarras amarillentas y abigarradas.
- 5-6 m. Calizas grises (probablemente Eifeliense B).
- 200 m. Alternancia de pizarras abigarradas, areniscas delgadas y bancos de 0,2 a 0,6 m. de dolomias
- 10-12 m. Calizas amarillentas.
- 30-40 m. Visibles pizarras abigarradas, areniscas y dolomias.

En esta serie está representada todo el Eifeliense y Cobleciense por lo menos parte del siegeniense y el emsiense pero no es posible precisar los niveles dada la uniformidad petrográfica y la ausencia de faunas. Lo propio ocurre un poco más hacia el SW. en Navalón, y donde el contacto de la caliza viseense con el devónico es la arenisca roja de 12-15 m. de potencia y que representa como siempre la arenisca de Gosseletia, es decir el Eifeliense C; la serie del eifeliense C no se ve completa en este punto por encontrarse muchos coluviones que ocultan el subs-

tracto, pero no cabe duda que debe ser idéntica a la serie de más al N.

En la base del macizo de La Mostayal, la serie devónica es muy clara y regular, formada por 200 a 500 m. de areniscas rojizas pizarreñas en bancos de 0,5 a 2 m. alternando con capas de pizarras azuladas y blanquecinas de entre 0,5 y 5 m. de potencia hay también capas de pizarras muy delgadas.

En la parte alta de la vertiente, los coluviones cubren de nuevo el substrato, pero se nota que aumenta el carácter detrítico del material aunque no llega a tener nunca las características del otro lado del valle en el Nalón. En el contacto con las calizas viseenses, parece establecerse un tránsito insensible, que no se vé en la zona de Peñerudes y Dosango. El detalle es el siguiente:

Techo: Caliza viseense.

2 m. Arenisca compacta.

1-2 m. Calizas blancas.

5- m. Arenisca blanca y roja muy alterada.

que se apoya sobre las capas ya indicadas; estas calizas blancas no se encuentran en ningún punto en la zona septentrional.

Al SE. del Alto de Navalinos, entre el Artosu y Dosango, la serie caliza llega a desaparecer completamente de tal modo que los paquetes de pizarras rojas y abigarradas, areniscas y dolomías que forman la parte fundamental de la estratigrafía de esta zona, se ponen directamente en contacto con la serie detrítica del Eifeliense C, al que sirven de muro.

Entre Dosango y Las Xanas, reaparece la facies caliza; en el trayecto entre Peña del Rey y la entrada de dicho barranco de Las Xanas, puede reconstruirse el siguiente corte:

Techo: Caliza viseense.

25-30 m. Areniscas rojas alternando con pizarras abigarradas.

- 5-6 m. Capa de arenisca ferruginosa (hierro oolítico).
- 8-10 m. Pizarras y areniscas rojas (Eifeliense C).
- 12-15 m. Pizarras grises alternando con capas de dolomias de 0,4 — 0,8 m.
- 10-12 m. Calizas grises con cristalitos de calcita blanca (Eifeliense B).
- 15 m. Calcoesquisto con *Acros pirifer paradoxus*, *Uncinulus orbignyanus* y *Atrypa reticularis* (Eifeliense A).

Falla con repetición del Eifeliense B. Es en esta falla donde emerge una fuente al lado de la cual está emplazado un primitivo molino hoy abandonado. Por debajo de estas capas (encima en realidad, puesto que hay inversión estratigráfica) aparece la potente serie de dolomias, pizarras y areniscas de Pedroveya de la que ya hemos hablado, que debe comprender todo el cobleciense.

En la vertiente SE. de Peña Rey, la estratigrafía es muy parecida pero en el contacto de la caliza de montaña con el devónico hay una falla que ha hecho desaparecer el visense y la totalidad del eifeliense C y parte del B.

En las vertientes del Aramo, que miran hacia Pedroveya, la estratigrafía es la misma que al pie de la Mostayal, lo que puede comprobarse ascendiendo por el camino de Pedroveya a la Braña de Gameo; antes de alcanzarla se corta el contacto devónico-carbonífero que tiene características idénticas al ya descrito más hacia el NE. en el camino de El Navalón a Braña Fé (La Mostayal).

Esta serie de cortes de NE. a SW. por el borde septentrional de la zona devónica meridional, ponen en evidencia que desde el valle del Caudal hasta las vertientes del valle de Proaza hay un claro cambio lateral de facies que transforma los depósitos marinos del cobleciense y del eifeliense A y B en sedimentos paracontinentales en los que predominan los episodios detríticos

litorales. Pero lo propio ocurre hacia el S. y SE. como ya se ha visto en Tellego y como puede comprobarse recorriendo el Valle de La Vara, en especial sus vertientes septentrionales.

En efecto en la confluencia de dicho valle con el Caudal, la carretera de Parteayer, entre los kms. 11 y 13, proporciona cortes muy interesantes. Siguiendo dicha carretera desde la estación de Parteayer hacia Santa Eulalia de Morcín se corta primeramente la caliza de la montaña; al llegar a un brusco recodo en el km. 11, 4—11,5 se puede reconocer el siguiente corte, estando la serie en inversión estratigráfica, buzando todo el SW.

Techo: Calizas viseenses.

- 8 m. Areniscas rojas y amarillentas alternando con pizarras rojas (Eifeliense).
- 30 m. (Cubiertos de coluviones y vegetación que deben corresponder al resto de las areniscas del Eifeliense C).
- 10 m. Pizarras amarillentas en capas de 0,05 m.—0,1 m. alternando con pizarras rojas.
- 5 m. Pizarras negroides sabulosas.
- 10 m. Pizarras verdosas y rojizas abigarradas.
- 1,5 m. Caliza dolomítica.
- 10 m. Pizarras rojas.

Estas pizarras se encuentran ya en las primeras casas de Santa Eulalia; tampoco aquí se reconoce el eifeliense B. por debajo de la serie detrítica del Eifeliense C. El cuaternario del valle de La Vara interrumpe la serie estratigráfica, pero más al S. entre las últimas casas de Santa Eulalia y el puente colgante, puede obtenerse otro corte. Las capas están verticales, de lo cual puede deducirse una pequeña sucesión que sin duda, complementa a la anterior:

ESTRATIGRAFIA COMPARADA DEL PALEOZOICO DE LOS ALREDEDORES DE OVIEDO SIERRAS DE LA CORUXERA, LA MOSTAYAL Y MONSACRO

por
N. ILOPIS LLADO

-1950-54-

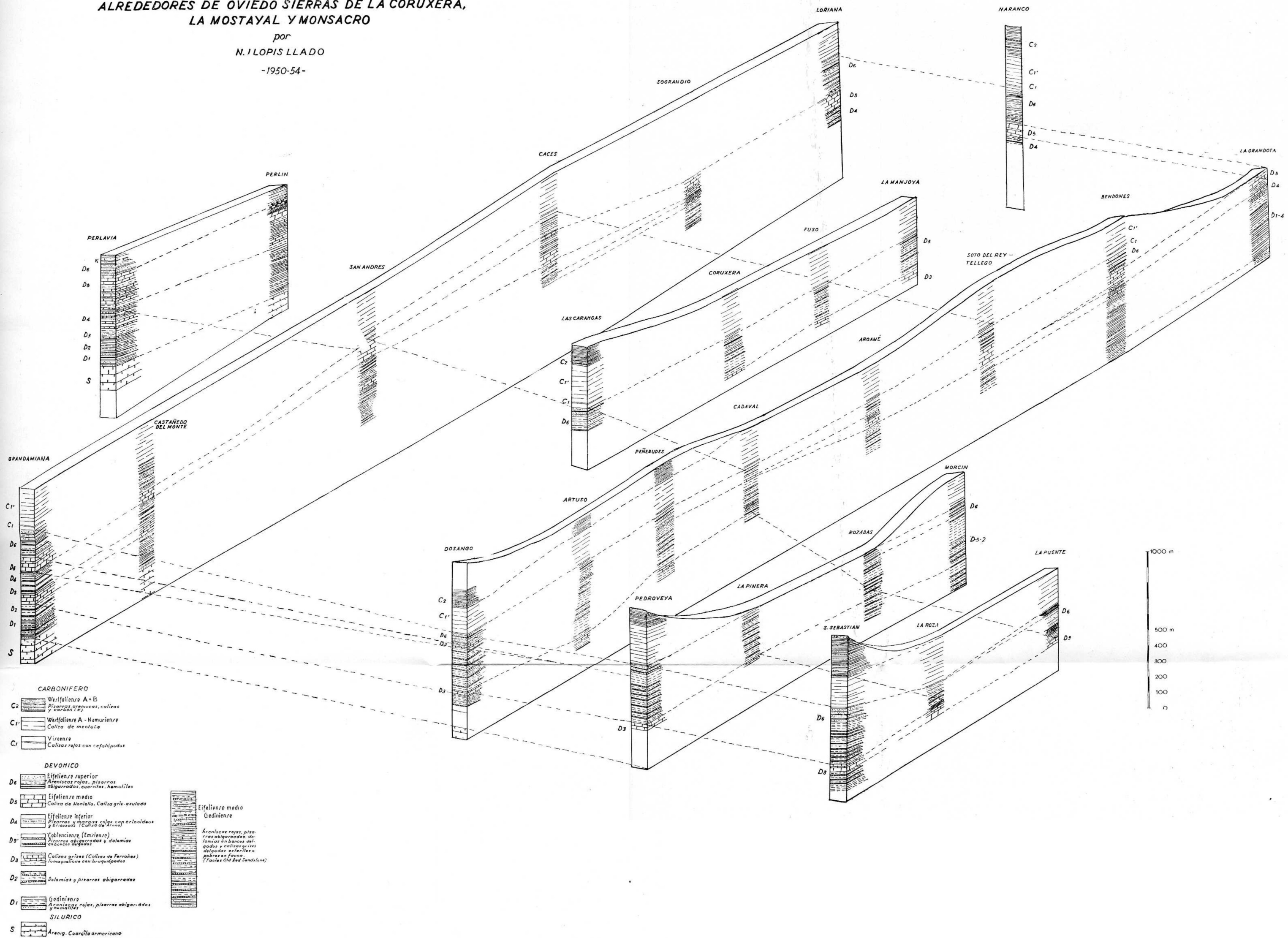


Figura 6

Techo: Caliza viseense.

- 80 m. Areniscas rojas y amarillentas alternando con pizarras rojas y abigarradas; en esta serie está comprendido ampliamente todo el corte anterior.
- 15-20 m. Areniscas amarillentas, dolomias delgadas y pizarras rojas alternando.
- 20 m. Pizarras rojas y verdosas.
- 6-7 m. Areniscas.
- 10-12 m. Dolomias y calizas rojizas.

Tampoco aquí puede reconocerse mas que el Eifeliense C. Si desde Morcín se sigue mas al S. ascendiendo por el camino de Calvin y Figares, pueden completarse los cortes de la carretera con una serie de pizarras abigarradas muy friables, fuertemente replegadas, con disarmonia absoluta con las líneas maestras de plegamiento. Estas pizarras llevan intercaladas algunas capas delgadas de dolomías. Es muy difícil evaluar con exactitud la potencia de esta secie, cuya parte visible no pasará de 200 m. En el cerro de Figares, hay contacto del Eifeliense C con la caliza viseense; como en el valle de Pedroveya y sobre todo como en Tellego, es muy aparente la notable reducción de potencia del Eifeliense C, que no pasa de 10-12 m.

A lo largo del valle de La Vara, siguiendo preferentemente la carretera de Santa Eulalia a San Sebastián, se corta el devónico formado por idénticos elementos estratigráficos. En la parte inferior del valle los depósitos cuaternarios cubren el substrato, pero más arriba aparece formado por pizarras rojizas y versicolores que contienen lechos de areniscas amarillentas y blanquecinas y delgadas capas de calizas. En la revuelta del Reguero de La Carolina, la trinchera corta una sucesión bastante clara a lo largo de unos 50 m. De arriba a abajo es como sigue:

- 12-15 m. Areniscas amarillentas.
 - 0,5 m. Calizas blancas.
 - 8-10 m. Areniscas amarillentas y pizarras ropizas.
 - 1,5 m. Calizas blancas.
 - 3-4 m. Areniscas blanquecinas y pizarras rojizas.
 - 0,8 m. Calizas blancas.
- Areniscas amarillentas y pizarras.

Este conjunto forma una charnela sinclinal en el cerro de La Colina. La identificación precisa de este conjunto es prácticamente imposible, pero si puede admitirse que se trata de niveles equivalentes a las facies calizas coblecienses o eifelienses de más al N.

Siguiendo la carretera, en La Roza, el substrato está enmascarado por un depósito de brechas de elementos de caliza de más de 1 m. de lado unidos por un cemento travertínico. En todo este largo trozo de carretera que pasa por Gardeo, hasta San Sebastián aparecen constantemente los mismos elementos estratigráficos de La Colina, complejamente plegados y fracturados. Hasta las cercanías de San Sebastián no puede obtenerse ningún corte estratigráfico más o menos complejo. En la última gran curva de la carretera antes de llegar a San Sebastián, a lo largo del Km. 5-6 una vez pasado el puente del Bco de La Vara y sobre más de un centenar de metros se corta de abajo a arriba la siguiente sucesión:

- 1 m. Calizas blancas.
- 2,5 m. Pizarras versicolores.
- 2 m. Calizas blancas.
- 2 m. Areniscas blancas.
- 0,8 m. Pizarras abigarradas.
- 2 m. Areniscas blancas.
- 1,5 m. Pizarras abigarradas.
- 1 m. Areniscas blancas.
- 0,5 m. Pizarras abigarradas.

- 5 m. Areniscas amarillentas.
- 4 m. Pizarras negras y versicolores.
- 3 m. Areniscas rojas.
- 1 m. Areniscas amarillentas.
- 0,6 m. Pizarras abigarradas.
- 2,5 m. Areniscas amarillentas.
- 0,6 m. Pizarras abigarradas.
- 1,8 m. Areniscas amarillentas.
- 1 m. Calizas blancas.
- 2 m. Areniscas amarillentas.
- 5 m. Pizarras negras y versicolores.
- Contacto mecánico.
- 4 m. Calizas grises.
- 2 m. Pizarras abigarradas.
- 1,5 m. Pizarras negras y versicolores.
- 2 m. Calizas dolomíticas.
- 8-10 m. Areniscas amarillentas con algunas capas de pizarras rojas intercaladas.

Estas últimas capas de areniscas y calizas se repiten, por pliegues antes de llegar a las Escuelas de S. Sebastián. Las mismas dificultades nos encontramos para hallar la filiación exacta de estas capas, que formando múltiples pliegues se extienden hacia el N. enlazando con las series de La Piñera y hacia el SW. entre el carbonífero del Aramo y el del Monsacro.

La vasta zona devónica comprendida entre las Sierras de Peñerudes, del Aramo y del Monsacro, tiene pues una estratigrafía muy uniforme, pobre en fósiles, en la que son difíciles de diferenciar los diversos horizontes y aún los pisos del devónico tienen un carácter marcadamente específico; sobresale en toda la zona, la ausencia de facies neríticas calizas o su considerable reducción. Estas circunstancias conducen a comparar estos sedimentos con las series de arenisca roja antigua (old red sandstone) del devónico inglés, aunque evidentemente su significa-

ción estratigráfica y sobre todo tectónica y paleogeográfica sea distinta.

En el valle de La Foz, afluente del caudal que une a este río la cuenca de Riosa, aparecen en la caliza de montaña, dos armónicos anticlinales en cuyo núcleo aflora el devónico. En la entrada de la garganta de la Puente, en contacto con la caliza de montaña, la carretera corta las siguientes capas:

Techo: Caliza viseense.

35-40 m. Serie de areniscas rojas y pizarras abigarradas del Eifeliense C.

4-5 m. Dolomias.

3 m. Calizas grises compactas.

4 m. Calizas dolomíticas.

3 m. Dolomias.

En esta serie reaparecen los elementos calizos por debajo del Eifeliense C, aún cuando solo están representados por elementos casi exclusivamente dolomíticos; un ligero cambio parece iniciarse pues hacia el S. con tendencia a recuperar la hegemonía caliza durante el eifeliense B.

En el anticlinal mas septentrional, o anticlinal de Les Mates, puede obtenerse una serie más completa recorriendo la carretera y la trinchera del ferrocarril minero de Riosa; en la salida S. del túnel de este ferrocarril, frente a Les Mates, se cortan las siguientes capas:

Techo: Caliza de montaña.

6 m. Arenisca blanca.

10-12 m. Areniscas amarillentas y rojizas poco coherentes (Eifeliense C).

10 m. Dolomias amarillentas con algunos bancos delgados de areniscas intercalados.

15 m. Calizas dolomíticas alternando con areniscas rojas y amarillentas.

30-40 m. Areniscas amarillentas muy compactas.

8 m. Visibles. Calizas dolomíticas,

Esta serie está invertida a consecuencia de la vergencia N. del pliegue; buza hacia el S. de 35 a 45°. Tampoco aquí pueden identificarse los horizontes eifelienses B, aunque el Eifeliense C, parece estar invadido por la facies dolomítica. En el valle de La Foz, se acusa una marcada diferencia estratigráfica con respecto a la zona de Morcín y de la Piñera, aunque continúan las divergencias de facies con respecto al devónico más septentrional.

d) *Estratigrafía comparada y relaciones mutuas.*

1. *Posición estratigráfica y facies.*

Para Adaro (A-4) como para sus predecesores (B-1) (S-2) los materiales de la zona estudiada en este trabajo comprendían todo el devónico, puesto que situaba las areniscas ferruginosas y pizarras abigarradas de la parte alta en el Fameniense. Sampelayo y Patac, siguieron el mismo criterio (H-3) (H-4) (P-2) hasta los estudios de Delepine (D-4) (D-5) quien basándose en sus determinaciones paleontológicas compara las areniscas del Naranco a las areniscas de *Gosseletia* del Eifeliense superior (=Eifeliense C). Estos estudios hacen rejuvenecer considerablemente todos los materiales devónicos del S. de Oviedo, puesto que aún cuando en ellos no hayamos encontrado las *Gosseletia devónica* ni otras formas características, no cabe duda alguna que la zona ferrífera superior es idéntica a la del Naranco y ha de situarse por lo tanto en el Eifeliense C.

Por otra parte en la zona septentrional de la región estudiada en las Sierras de Perlavia y de Busero, el Eifeliense B, está bien caracterizado y lo propio pasa con el cobleciense, de manera que para colocar en el Fameniense las areniscas superiores habría que suponer la existencia de una laguna eifeliense B-Fameniense de la que no hay ninguna prueba. No obstante no extraña, que dichas areniscas hubiesen sido colocadas en el devónico superior, cuando se observa la íntima relación que existe

entre el techo de las areniscas y la base de la caliza de viseense; en algunos puntos se diría que existe una transición lenta de una a otra formación como ocurre en el reborde septentrional de La Mostayal y en la carretera de Parteayer, cerca de Santa Eulalia. Aún los mismos, Almela y Rios (A-5) al reconocer la fauna de Caces, se extrañan de que, tratándose del devónico medio, esté tan próximo a la base de la caliza de la montaña.

El devónico superior no llegó a sedimentarse en el centro de Asturias; el eifeliense C, netamente regresivo representa la última fase litogenética devónica, genuinamente asturiana; hay que llegar al límite del Cantábrico, hasta Arnao y Candás o cruzar la divisoria y penetrar en León para encontrar el devónico superior.

Las capas datadas paleontológicamente llegan únicamente al siegeniense C (=caliza de Ferroñes); por debajo de las capas de lumaquelas de braquiópodos aparece en nuestra zona una serie de areniscas, cuarcitas y pizarras que recuerdan mejor la facies de la arenisca de Furada (= gedinense — siegeniense A) que la serie caliza de Nieva (= Siegeniense B). Esta caliza de Nieva, parece pues, faltar en la zona del Aramo o en todo caso puede encontrarse representada por el techo de la serie samítica y pelítica inferior que por su posición atribuimos al gedinense o tal vez a las capas dolomíticas que se le superponen y que sin la referencia paleontológica alcanzan hasta la base del Siegeniense C.

Pero si la estratigrafía del reborde NW., aún a pesar de estas lagunas, aparece bien definida por los ricos horizontes fosilíferos coblecienses y eifelienses, no ocurre lo propio en la zona de Morcín-La Piñera, donde según se ha visto la facies nerítica y recifal dominante entre el Siegeniense C y el Eifeliense B, ambos inclusive, es sustituida por un conjunto de depósitos samíticos y pelíticos, con breves episodios dolomíticos interestratificados que acusan un marcado cambio en las condiciones de sedimentación, una zona con dominio de aportaciones terrígenas,

PERLAVIA-CACES-PEDROVEYA-LA PIÑERA-TELLEGO-MORCIN-LA FOZ

TRAMOS

	Costa baja en zona de clima desértico o paradésértico Zona continental desértica.	D ₆
	Zona litoral. Parageosinclinal marino.	D ₆
	Zona de arrecifes de corales (<i>Favosites, Calceola, etc.</i>).	D ₄
	Parageosinclinal marino Zona de arrecifes de briozoos y crinoideos.	
	Cuenca continental con frecuentes intrusiones marinas (cuenca parállica)	D ₃
	Zona litoral. Parageosinclinal marino. Frecuentes emergencias.	D ₃
	Parageosinclinal marino Zona nerítica	D ₃
	Zona litoral de arrecifes. Parageosinclinal marino.	D ₃
	Cuenca intracontinental desértica o paradésértica.	D ₁
	Zona litoral de costa baja. Parageosinclinal marino.	D ₁

TIPOS
DE
CUENCA

mientras en el NW. la litogénesis era fundamentalmente organógena; la diferencia más acusada en la facies la encontramos en las localidades de Perlavia y La Piñera, como puede verse en el siguiente cuadro.

No cabe duda por consiguiente que se establece un marcado cambio lateral de facies del NW. a SE. desde Perlavia a la Piñera y de NW. a SW. desde el Caudal al valle de Proaza, que parece indicar la existencia de un área más elevada donde la sedimentación era predominantemente terrígena. Adaro (A-4) comparaba las "facies rojas" del devónico asturiano con el "Old red sandstone" inglés; en realidad la compareción no puede ser más justa, pues si bien es cierto que estos depósitos no tienen la misma significación paleogeográfica, que las "Areniscas rojas antiguas" no por ello dejan de tener con las mismas marcadas convergencias. La diferencia fundamental estriba en que, mientras en Inglaterra la sedimentación del "Old red sandstone" es una litogénesis subsidente a la estructogénesis de Paleoeuropa determinada por la surrección de las Caledónides, en Asturias se trata de un fenómeno puramente local aunque probablemente sinorogénico. Varias circunstancias corroboran esta convergencia.

1. Empobrecimiento progresivo de la fauna, simultaneamente al cambio lateral de facies. Ausencia total de fauna en el centro de la zona afectada.
2. Presencia de facies subcontinentales de tipo terrígeno.
3. Presencia de facies netamente continentales tal vez de tipo desértico (cuarcitas del Naranco).
4. Reducción de potencia de todo el devónico en el mismo sentido de los cambios de facies.
5. Homogenización progresiva de los sedimentos devónicos desde el Eifeliense B, al Cobleciense, ambos inclusive.

Estas circunstancias permiten admitir la existencia de una "facies Old sandstone", localizada en el espacio durante todo el devónico en la zona de la Piñera y Valle del Morcín y circunscrita al Eifeliense C y al Gedinense y base del Cobleciense en el resto de la zona estudiada.

Es necesario por lo tanto, admitir, en el S. de Oviedo, la existencia de dos dominios sedimentarios distintos: el NW. de facies predominantemente nerítica y el centro y SE. de caracter paracontinental, dominio de la facies "Old red sandstone".

2. El desarrollo de las facies y tipo de cuenca.

Las características petrográficas y biológicas del devónico y sus variaciones permiten obtener una idea bastante completa de las circunstancias geográficas en que se realizó la sedimentación; no obstante, las variaciones de facies han sido frecuentes y acusadas, no solo en el espacio sino también en el tiempo que obligan a la subdivisión de los pisos y subpisos en tramos para poder comprender claramente los diversos episodios de la historia sedimentaria de la región.

Sobre la cuarcita armoricana aparecen en la zona NW. las capas de areniscas ferríferas, cuarcitas y pizarras abigarradas que comprenden el gedinense y parte o todo el siegeniense A. El tramo inferior (D_1) es evidentemente distinto del superior (D'). Las areniscas ferruginosas ricas y pobres nos ilustran acerca de la existencia de playas amplias rodeadas de colinas de poca altura de un país de clima extremadamente seco, capaz de proporcionar las hematites de las oolitas y del cemento; no obstante en la Sierra de Buanga, único punto donde afloran las capas ferríferas geodinienses no hemos visto hierros oolíticos; las muestras recogidas son areniscas compactas estériles; no obstante en otras semejantes de regiones vecinas (Grado, Trubia, etc.) se encuentran fragmentos de *Orthis* sp. y *Spirifer* sp. aisladas, que acreditan que dichas areniscas se depo-

sitaron sobre una plataforma litoral formándose la arenisca con los materiales terrígenos. Este régimen de costa baja persiste durante todo el tramo D_1 . Al comenzar D_1 la región continental marginal estaba muy profundamente degradada y sus relieves debieron estar muy próximos a la senilidad como parecen acreditarlo las pizarras abigarradas y las cuarcitas, algunas de las cuales son netamente de génesis intracontinental como parece acreditarlo la presencia de estratificaciones cruzadas y el carácter extremadamente pulimentado y redondeado de sus granos, reconocible a pesar de la recristalización; todo ello puede tal vez indicar un régimen desértico que estaría muy de acuerdo con las características climáticas bajo las que se depositaron las areniscas del tramo D_1 .

En el Siegeniense B, el régimen sedimentario cambia totalmente; el reborde litoral se hunde, la abrasión marina debió ser muy intensa y una costa acantilada sembrada de arrecifes ocupa todo el ámbito reconocido; las dolomías que forman el tramo D_2 son bien explícitas a este respecto pues son ortodolomias, congénitas con la sedimentación prototipo de esta clase de materiales (Cayeux) (Vatan). Pero este régimen litoral es sustituido en el Siegeniense por la caliza de Ferroñes que representa una zona, litoral también pero algo más alejada de la costa; este régimen algo más profundo se desarrolla en el borde NW. de la zona estudiada, mientras en el centro y SE. comienza una sedimentación paracontinental en la que sin duda existen una serie de episodios netamente continentales; las areniscas abigarradas, las pizarras abigarradas, las arcillas sepiolíticas, las cuarcitas delgadas son buena prueba de ello; los frecuentes episodios dolomíticos intercalados nos indican que todo este conjunto sedimentario no está lejos del litoral. Este régimen es oscilante de tal modo que en el emsiense superior ocupa de nuevo todo el ámbito de la zona estudiada.

La caliza de Arnao inaugura un régimen recifal más estable que comienza con sus "selvas" de crinoideos, corales y de brio-

zos (*Favosites*, *Fenestrellina*, etc.) y se estabiliza en la caliza de Moniello D, testigo del desarrollo que tomaron los corales en el devónico medio.

Pero en el centro y SE. persistía el mismo régimen del coble-ciense inferior, es decir el mismo tipo de cuenca de aire pará-lico, situada en las proximidades del mar, del que sufría frecuen-tes invasiones representadas por los episodios dolomíticos.

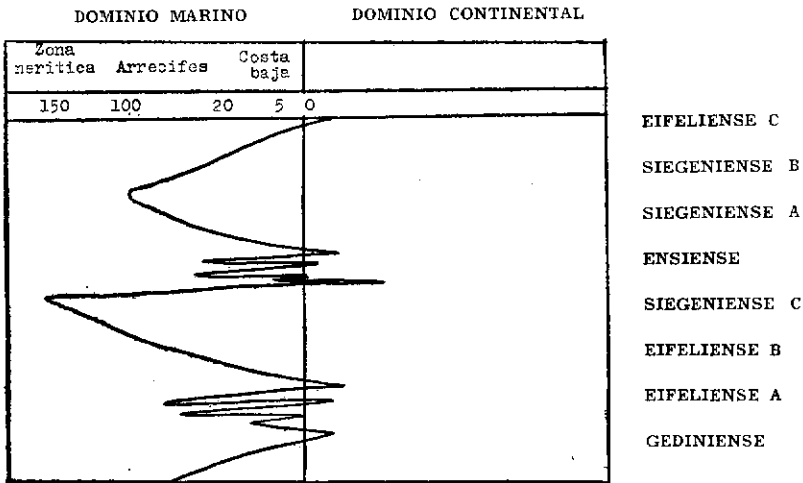


Fig. 7.—Evolución de los medios sedimentarios durante el devónico

El ciclo sedimentario termina con el depósito de las arenis-
cas ferríferas, pizarras abigarradas y cuarcitas del Eifeliense
C, que atestiguan un cambio violento en las condiciones ambien-
tes.

La sedimentación devónica lleva pues un ciclo litogenético
completo, entre el gediniense y el eifeliense C, caracterizado por
los cambios bruscos en las condiciones de sedimentación, deter-
minados por frecuentes y rápidas epirogénesis que modifican vio-
lentemente tanto la topografía del macizo marginal emergido
como las características y profundidad del zócalo de la cuenca
de sedimentación. No se aprecian en este ciclo, las series es-

tratigráficas continuas y diferenciadas de un ciclo normal, sino que de unos a otros tramos se reconocen fuertes discontinuidades; en la región central y SE. una serie comprensiva, muy monótona se desarrolla desde el siegeniense B al Eifeliense B, ambos inclusive.

Este ciclo se desarrolla en un fragmento de cuenca sedimentaria de carácter siempre muy litoral, cuyas máximas profundidades no pasan de 100 m. durante el siegeniense C-emsienense, existiendo episodios claramente continentales en el centro y S. durante los cuales el territorio llegó a emerger totalmente; no sabemos si esta tierra era más extensa hacia el S. ni que relaciones pudo tener con los macizos emergidos más extensos del W. (Zona de Salas).

Como en la mayoría de las cuencas, la cuenca sedimentaria devónica tuvo características diferentes en el espacio y en el tiempo, como puede apreciarse en el siguiente cuadro.

C) *El carbonífero*

En la zona estudiada, el carbonífero ocupa tanta extensión como el devónico; el dominio pertenece a la caliza de montaña y sobre ella se desarrollan, como siempre ocurre en Asturias, (LL-1) los relieves más destacados de la región. Schulz (S-2) (S-4) Paillete (P-1) Barrois (B-1) Adaro (A-4), Sampelayo (H-3) (H-4) y Patac (P-3) han mencionado sucesivamente el carbonífero de esta zona aunque siempre fué de pasada, sin estudio sistemático alguno. Adaro cartografió a la escala 1:100.000 parte de esta región los trabajos más recientes son los de Jongmans y Wagner (J-1) (J-2) (J-4) y (J-5) ya mencionado, que se ocupa en especial del carbonífero. Al comenzar nuestras investigaciones sobre la región, multitud de afloramientos westfalienses eran desconocidos; Almela y Rios en su mapa a 1:50.000 representan ya la mayoría de estos afloramientos aunque los contornos no son muy precisos y en algunas zonas se ha repre-

NIVELES	PETROGRAFIA	FAUNA	PETROGRAFIA	FAUNA
D ₆ EIFELIENSE C (Arenisca de Cossetletia)	130 m. Areniscas amarillentas, pizarras abigarradas y areniscas ferruginosas.		45-50 m. Areniscas amarillentas, pizarras abigarradas y areniscas ferruginosas.	
D ₅ EIFELIENSE B (Caliza de Moniello)	200-250 m. Calizas dolomíticas, calizas compactas grises con cristaltos de calcita, pizarras grises, dolomías (caliza de Moniello)	Coralarios	250-300 m. Areniscas, pizarras abigarradas y dolomías delgadas alternantes, Sin fauna.	AUSENTE
D ₄ EIFELIENSE A (Caliza de Arnao)	15-20 m. Pizarras abigarradas y calizas margosas rojas.	Crinoideos y Briozoos <i>Hodocrinus hispaniae</i>		
D ₃ EMSIENSE	20 m. Pizarras abigarradas y dolomías delgadas.	<i>Schizopboria vulbaria</i> Schotl. <i>Acrospirifer pellicoi</i> V. et Arch. <i>Strobilodonta Murchisoni</i> V. A. <i>Leptaena cf. Sedwichi</i> V. A. <i>Acrospirifer paradoxus</i> <i>Athyris concentrica</i>	id.	
D ₂ SIEGENTIENSE C (Caliza de Ferroños)	80 m. Calizas lumaquéticas, calizas margosas y pizarras (Rica fauna).			
D ₁ SIEGENTIENSE B (??)	40-50 m. Dolomías amarillentas y delgadas, bancos de pizarras grises y amarillentas.		NO SE CONOCE	AUSENTE
D ₁ SIEGENTIENSE A (??)	140-150 m. Cuarzitas delgadas y pizarras abigarradas alternantes.			
D ₁ GEDIENSE	30-40 m: Areniscas amarillentas y ferríferas.			

sentado como westfaliense, el devónico (anticlinal de Palomar). Hay que advertir que la escala 1:50.000 mitad de la nuestra permite un detalle mucho menor y que la plantilla topográfica que utilizaron aquellos autores, con equidistancias de 100 sin hidrografía y con la planimetría solo esbozada, no ofrece garantía alguna de exactitud, debiéndose a esto sin duda las profundas diferencias que se observan entre la cartografía presentada por aquellos autores y la nuestra.

La mayor parte del carbonífero de nuestra región está formada por la caliza de montaña que constituye la orla montañosa que rodea por el NW. la cuenca carbonífera central, uno de cuyos extremos NW. asoma por el SE. al pie del Monsacro. En los ejes de los sinclinales de la caliza de montaña se han conservado multitud de cuencitas de pizarras westfalienses a que antes hicimos alusión.

a) *La caliza viseense*

En nuestra zona como en el resto de Asturias sobre las capas devónicas aparecen las típicas calizas rojas, tableadas, amigdaloides ricas en tallos de crinoideos (*Poteriocrinus*) y en goniatítidos llamadas calizas "griotte", "griotas" por algunos autores españoles por su parecido con las clásicas "griottes" de los Pirineos, si bien allí corresponden al devónico superior. La fauna de goniatítidos coloca sin duda alguna estas calizas en el viseense. (B-2) (B-3). En uno de sus últimos trabajos sobre Asturias, Delepine (D-2) describe del valle de Proaza, la siguiente fauna encontrada entre Entrago y Teverga:

Goniatites falcatus. Roem.

G. granosus. Portt.

G. striatus. Sow.

Pronorites cyclolobus Phill.

De estas especies *G. falcatus* y *G. striatus* son propias del viseense superior subzona III, de los autores alemanes: esta

circunstancia hizo suponer a Delepine que el techo de la caliza "griotte" debe de estar situada en el límite entre el viseense y el namuriense; el paso al devónico es insensible y aún parecen existir horizontes de transición como ya hemos indicado, de tal modo que se justifica plenamente la antigua atribución al devónico superior de las capas del Eifeliense C (= arenisca de Gosseletia).

Ya se ha visto como estas "zonas de transición" son especialmente claras a lo largo de las vertientes N. y NW. del Aramo y de La Mostayal. También en la carretera de Parteayer a Santa Eulalia hay un contacto muy explícito:

Techo: Caliza de montaña (caliza negroide con vetas de calcita espática).

12-15 m. Calizas rojas amigdaloides con tallos de crinoideos.

10-12 m. Caliza gris azulada en capas de 0,1-0,2 m.

50 m. Caliza roja amigdaloides con tallos de crinoideos alternando con pizarras rojas y en capas de 1-2 m.

Muro: Areniscas rojas del Eifeliense C.

La caliza viseense tiene pues aquí cerca de 80 m. de potencia y facies pizarreña en parte. Esta tendencia al paso a pizarras rojas, la encontramos en casi toda la caliza viseense de esta zona; únicamente que las potencias son casi siempre pequeñas.

En las charnelas anticlinadas del barranco de Las Xanas, también aparecen pizarras rojas con crinoideos y goniátidos mal conservados entre los que se reconocen fragmentos de *Goniatites granosus* Port. intercalados con la caliza roja amigdaloides. También en la carretera de Proaza a Trubia Km. 7,3 en una pequeña cantera al pie de la carretera hay pizarras rojas y verdes con crinoideos en la caliza viseense; la caliza a veces se hace muy esquistosa y se transforma en pizarras; en esta

cantera se hallan junto a los crinoideos *Goniatites granosus* Port. *G. subcircularis* Miller y *Pronorites* sp.

No obstante el perfil indicado de Santa Eulalia no es normal; la serie frecuente es la siguiente:

Techo: caliza de montaña.

12-15 m. Calizas rojas amigdaloides con crinoideos y goniatítidos.

8-10 m. Calizas grises tableadas en capas de 0,5 a 0,2

10-12 m. Caliza gris azulada en capas de 0,1-0,2 m.

Muro: Eifeliense C.

Esta sucesión sirve pues constantemente de tránsito entre el devónico y la caliza de montaña.

Otras veces, más raras, la caliza viseense está silicificada; entre los planos de estratificación aparecen finas bandas de cuarcina, a veces corneanas jaspeadas y nidos y nódulos de silix; cerca de Castañedo del Monte, en Sierra Pedrisca el viseense está totalmente silicificado y profundamente transformado. En el Naranco, en el alto de la carretera de Brañes hemos visto silicificaciones parecidas con hermosos estilolites.

Tanto estas formas aberrantes como las variaciones de potencia y de características petrográficas de este tramo nos indican que, dentro de su constancia, los caracteres de la caliza viseense no son tan persistentes como podría creerse al primer vistazo; incluso en algunos puntos llega a desaparecer; esto nos indica que en realidad, la caliza viseense forma una sólida unidad petrográfica y estratigráfica con la caliza de montaña de la que es inseparable bajo todos los puntos de vista; la caliza de montaña comienza en realidad, pues en el viseense.

b) *La caliza de montaña*

La caliza viseense constituye la base de una potente formación caliza llamada por Barrois (B-1) "caliza de los cañones" por

formarse en ella los más espectaculares gargantas de Asturias. Más tarde fué llamada por Adaro (A-4) "caliza de montaña", por analogía a la caliza de la misma edad del NW. de Europa, nombre que ha prevalecido; también la denominó el mismo autor "caliza metalífera" por la frecuencia con que en ella se encuentran yacimientos de metales diversos, hierro, cobre y manganeso principalmente.

En un trabajo reciente (LL-5) hemos indicado las características generales que presenta en Asturias esta caliza de montaña y por tanto remitimos allá al lector. En la región estudiada, la caliza de montaña presenta bastante uniformidad, pues sus potencias oscilan constantemente entre 200 y 250 m. Como dice muy bien Almela y Ríos (A-5) las potencias de este tramo son engañosas, pues está siempre muy plegado y a veces, siendo difíciles de discernir los pliegues, el observador tiene tendencia a aumentar considerablemente el espesor. En la entrada del barranco de las Xanas, entre la carretera de Proaza, donde afloran las pizarras westfalienses y el primer anticlinal con núcleo devónico, de las Xanas, puede medirse exactamente el espesor que en este punto es de 250 m. En multitud de otros lugares se reúnen condiciones óptimas para realizar estas mediciones, como puede verse en nuestro mapa, (LL-5) pudiéndose asegurar que en esta zona la potencia no llega nunca a los 300 m. Hay que rectificar pues en este sentido las cifras anteriores. (G-1) (G-2).

La facies de esta caliza tampoco es uniforme; los 250 m. totales pueden repartirse en general de la siguiente manera:

Muro: Caliza viseense.

40-50 m. Calizas grises bien estratificadas.

25-30 m. Calizas negroides, fétidas con vetas de caliza blanca.

180 m. Calizas grises compactas dolomíticas, mal estratificadas.

La máxima potencia corresponde a una masa de caliza gris blanquecina, dolomítica, mal estratificada que constituye la caliza de montaña por excelencia, que casi siempre alcanza el techo de la formación. No obstante hay una marcada tendencia en la masa principal a transformarse cerca del techo en calizas organógenas, sean negras fétidas semejantes a las de la base, sean margosas en cuyo caso contienen a veces ricas faunas. Parece pues existir una tendencia a la substitución del régimen recifal representado por la caliza dolomítica, por otro algo más profundo del que serían testigo ya las calizas fétidas, ya las lumaquelas terminales. Las últimas ideas sobre la caliza de montaña en general emitidas por Wagner (*) no están de acuerdo con la realidad. Dejamos para otro trabajo más general, nuestras consideraciones sobre este asunto.

En la aldea de Latores, entre Fuso y La Manjoya, está bien representada la facies margosa lumaquélica, en la que aparecen bancos de branquiópodos asociados a crustáceos, crinoideos y moluscos. La serie estratigráfica terminal de la caliza de montaña es allí la siguiente:

Techo: Pizarras westfalienses.

20-30 m. Calizas grises, estériles compactas.

2 m. Lumaquelas gris de branquiópodos, crustaceos, crinoideos y moluscos.

5 m. Caliza gris con branquiópodos y crinoideos formando nidos.

15 m. Calizas grises con nidos de crinoideos y algunos braquiópodos.

20 m. Calizas grises con crinoideos escasos y dispersos.

20-30 m. Caliza negroide fétida.

15 m. Caliza gris compacta estéril.

30 m. Caliza gris con fusulínidos.

(*) R. H. Wagner: Flora fósil y estratigrafía del carbonífero del NW. de España y Portugal. Est. Geol. vol. XV n. 41-44. págs. 393-420, 5 figs. Madrid, 1959.

Esta serie representa en realidad la mitad superior de la totalidad de la caliza de montaña. En los 2 m. de lumaquelas de braquiópodos de la parte alta hemos recogido una rica fauna en la que Mr. Delepine (D-6) quien amablemente la ha estudiado, ha reconocido las siguientes especies:

Braquiópodos:

- Orbiculoidea* sp. Y. Thomas.
- Derbya hindi*.
- Streptorynchus myatchkovensis*
- Schizophoria resupinata*, Martin
- Schizophoria* sp. (ejemplares jóvenes)
- Rhipidomella Michelini*
- Chonetes* eg *flemingi*
- Productus puctatus* Martin
- P. aff. sulcatus*
- P. hermosanus*
- P. semireticulatus*
- P. inflatus*
- P. undatus*
- P. plicatilis*
- P. transversalis* Tchern.
- P. aculeatus*
- P. eg. Cora* d'Orb
- P. eg. Costatus*
- P. aff. undatus*
- P. minutus*
- P. elegans*
- P. scaberculoides*
- P. concinnus?* (valva ventral).
- Linoproductus tenuistriatus*
- L. cora* d'Orb
- Juresania* cf. *ovalis* D. et C.
- Marginifera pseudoplicatilis*

M. pusilla Schellw.
Cancrinella cancriniformis
Avonia equidniformis Grabau
Spirifer rockymuntanus Marcou
S. pavlovi Stuck
S. pinguisiformis Semichatov
Neospirifer cameratus Martin
N. triplicatus
Spiriferina sp.
Martinia glabra Martin.
Brachythyris asturica nov sp.
Reticularia lineata Martin
R. elliptica Phillips
Athyris ambigua
cf. *Rhyncophora Nikitini*
Diclosma vesiculare de kn.
Diclosma sp.

Moluscos:

Posidonella aff. *vetusta*
Pseudomusium fibrilloscen
Allerisma walkeri
Entalis sp.
Platyceras sp.
Ptychomphatus sp.
Bulimorpha sp.
Loxonema sp.
Strasarollus sp.
Macrochilina sp.

Briozoos

Crinoideos.

En 1943 Delepine (D-2) había reconocido en lugares próximos (Entrago y Teverga) una fauna parecida aunque menos rica, en la que encontraba:

Schizophoria resupinata Martin
Schizophoria plicata Delipine
Productus punctatus Martin
P. aculeatus var. *radialis* Delep.
P. cf. transversalis Tchernychen
Probiscidella fasciculata Delepine
Marginifera pusilla Schllw
Diclasma o *Seminula*
Spirifer rockymuntanus Marcon var *hispanicus* Delep
Martinia glaba Martin
Reticularia cf. *elliptica* Phillips
Pugnax cf. *osagensis* Swallow
Pugnax sp.
Brachymetipus uralicus De Vern.
Aviculo pecten sp.

Esta fauna es muy parecida a la anterior, pues muchas especies son comunes en ambas; fué la primera fauna característica encontrada en la caliza de la montaña, que permitió a Delepine llegar a la conclusión de que el techo de dicha caliza era ya moscoviense y en su consecuencia la sedimentación de las pizarras hulleras había comenzado ya entrado el westfaliense.

En el valle del Caudal, cerca de Morcín y frente al puente colgante del km. 12,5 de la carretera de Riosa, la caliza de montaña comienza también con calizas negras fétidas: la serie está invertida pero la sucesión es la siguiente:

Muro: Caliza viseense.

25-30 m. Caliza negra fétida con vetas de calcita blanca

50 m. Visibles, calizas marmóreas rosadas con grandes nidos de espato calizo.

En esta zona, pues, la caliza de montaña está profundamente transformada, recristalizada, fuertemente marmorizada con separación de gruesos cristales de calcita. Esta es una facies muy

particular, que pocas veces hemos visto; no así la recristalización y formación de calcita espática que en otras ocasiones acompaña a diversos minerales como a la fluorita en el valle de Proaza y al cobre gris en otras zonas fuera de la región estudiada.

c) *Los fenómenos de dolomitización*

La caliza de montaña está en ocasiones fuertemente dolomitizada la roca se carga de carbonatos magnésicos, toma color amarillento sucio y aspecto brechoide en superficie y amarillo claro y finamente cristalino en la fractura fresca. Acompañan frecuentemente a estas dolomias nidos y masas arriñonadas, a veces de gran extensión, de calcita espática y de dolomita cristalizada, que casi siempre ocupan las zonas centrales del manchón dolomítico.

Estas manchas dolomíticas, no tienen contornos regulares ni están circunscritas a un determinado nivel de la caliza de montaña; aunque su mayor dispersión corresponde a los 180 m. terminales de calizas dolomíticas compactas; sus límites son, por el contrario, extremadamente irregulares, extendiéndose lo mismo en sentido vertical que horizontal. Por su forma y características de yacimiento se echa enseguida de ver que no se trata de ortodolomias, congénitas a la sedimentación (C-11) (T-2) sino de paradolomias, generadas mucho después de la sedimentación y aún del plegamiento de las calizas. Aunque la mayoría de los autores modernos que han estudiado los fenómenos de dolomitización, están de acuerdo acerca de que el 90% de las dolomias existentes son ortodolomias (C-11) (G-8) (I-5) (R-3) (R-4) (T-2) (T-3) y representan facies recifales o litorales por lo menos, ricas en algas u otros organismos capaces de fijar la magnesia, todos aceptan igualmente la posibilidad de la existencia de paradolomias, de origen hidrotermal o teletermal, en las cuales la

mayor parte del magnesio sería endógeno. Algunos citan casos en que por su forma de yacer, la génesis de la dolomia no puede explicarse de otro modo.

Esto es para nosotros el único origen posible de las zonas de dolomitización de la caliza de montaña, puesto que en el estado actual de nuestros conocimientos sobre la dolomitización, no se encuentra otra explicación más satisfactoria. Por otra parte no repugna admitir un origen teletermal a esta dolomía cuando se la ve casi siempre ligada a los yacimientos de cobre, hierro endógeno, manganeso metasomático y a los nidos de calcita epigénica cuyo origen ha de estar estrechamente relacionado con la dolomitización. Provisionalmente admitiremos, pues, que la dolomitización de la caliza de montaña es un fenómeno de metasomatosis producido por fenómenos teletermales.

Los fenómenos de dolomitación no son muy importantes en la zona de La Coruxera y La Mostayal; la mayoría son zonas poco extensas; donde aparecen manchones mejor definidos y mas extensos es en el macizo del Monsacro, especialmente en su vertiente septentrional y en el valle suspendido donde están construídas las ermitas. Estas zonas son las únicas que se han representado en el mapa.

Existen otras manchas muy reducidas en las vertientes orientales de Sierra Pedrisca, sobre el valle de Proaza, y pequeños manchones de pocos metros de superficie se encuentran profusamente repartidos por todos los afloramientos de caliza de montaña.

En la zona estudiada, la dolomitización es un fenómeno poco notable; tal vez de aquí procede la escasez de yacimientos minerales en esta caliza. No es esta zona la más apropiada para afirmar la denominación de "caliza metalífera" que dió Adaro a la caliza de montaña (A-4), como ya se ha dicho, por la riqueza de su contenido mineral.

d) *Las pizarras westfalienses.*

Sobre la caliza de montaña se superpone como siempre en Asturias (A-2) (A-3) (A-4) (B-1) (D-8), (P-5), el conjunto de pizarras que fueron llamadas "hullero" por Adaro (A-4) y que constituyen ya sedimentos westfalienses (G-7) (H-1) (H-4) (J-2) (J-4) (LL-5) (P-5).

Como ya hemos dicho, la mayoría de estos manchones eran desconocidos antes del trabajo de Rios y Almela (A-5) ya indicado. Como nuestras correrías por esta zona comenzaron mucho antes que las de aquellos autores, fué grande nuestra sorpresa al encontrar magníficos sinclinales de caliza de montaña con núcleos de pizarras westfalienses, allí donde los mapas de Adaro (A-3) (A-4) y sus sucesores (G-7) sólo señalaban una masa compacta de caliza de montaña. Para Adaro la cuenca carbonífera estaba perfectamente delimitada por el NW. por la prolongación oriental de la masa de caliza de montaña del Monsacro, señalando únicamente el westfaliense de la cuenca de Proaza como una apófisis septentrional del carbonífero de Riosa. Tampoco Almela y Rios (A-5) hablan de estos afloramientos aunque los han cartografiado.

En realidad, la cuenca carbonífera se prolongaba por encima en las actuales sierras de La Coruxera, La Mostayal y Monsacro que constituían el substrato de la misma; la multipartición de estos sedimentos fué consecuencia del plegamiento primero y de los sucesivos ciclos de erosión que han actuado sobre la región, después (LL-1).

Por otra parte la mayoría de estos retazos westfalienses son de poco interés estratigráfico por estar formados por tramos muy reducidos y muchas veces desaparecidos en parte a consecuencia de laminaciones tectónicas.

Estos afloramientos westfalienses están distribuídos según dos grandes unidades: 1. La banda de caliza de montaña del centro de la región y 2. La zona del SE.

1) *Las capas del sinclinal de Las Caldas.*

Entre las calizas de Las Caldas y el macizo de Peñavis, se establece una pequeña cuenca sinclinal ocupada por las pizarras westfalienses. En Latores, por encima de la caliza de montaña con la fauna moscoviense ya citada, aparece una serie de pizarras y areniscas grises micáceas muy plegada y fracturada por pequeñas fallas que introducen una verdadera confusión y dificultan la estrografia.

El borde NW. del sinclinal es más regular y aunque muy recubierto de vegetación, puede obtenerse, con algunas lagunas, la siguiente sucesión:

Muro: Caliza de montaña.

50-60 m. Pizarras negras y grises micáceas con delgadas capas de areniscas de 0,05-0,1 m. intercaladas.

8-10 m. Tramo de areniscas en capas de 2-3 m. con pizarras delgadas intercaladas.

80-100 m. Pizarras grises y areniscas alternantes.

12-15 m. Segundo tramo samítico con pizarras arenosas y micáceas delgadas, intercaladas.

100-110 m. Pizarras grises micáceas.

10-12 m. Tercer tramo semítico en cuya parte alta hay lechos de sapropelitas y una capa de hulla de 0,05-0,1 m. que originaron infructuosos tanteos mineros.

60 m. Visibles, pizarras micáceas.

En el tunel de Las Caldas, del ferrocarril Vasco-Asturiano, poco antes de la estación de Fuso, se cortan algunas capas del tramo inferior que permiten obtener algo más de detalles. El contacto con la caliza de montaña es mecánico, pero la base de la formación no puede estar muy lejos. La sucesión es allí la siguiente:

Muro: Plano de falla en la caliza de montaña.

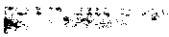
10-12 m. Areniscas micáceas grises con lechos delgados de pizarras intercaladas.

80-100 m. Pizarras grises micáceas y delgados lechos de areniscas.

15-20 m. Segundo tramo de areniscas equivalente con toda probabilidad al 2.º tramo del flanco NW.

100 m. Pizarras grises micáceas.

Areniscas del borde NW. del tunel.



En su conjunto el sinclinal de Las Caldas tiene el aspecto de presentar gran regularidad estratigráfica. La vegetación y los suelos impiden obtener, en esta zona un detalle mayor.

2. *La prolongación SW. del sinclinal de Las Caldas y la zona de Proaza.*

Las capas westfalienses del sinclinal de Las Caldas cruzan el cuaternario del Nalón y se prolongan hacia el, SW. por las vertientes NW. de la Sierra de La Coruxera y alcanzan el valle de Proaza en Tuñón, donde terminan.

En la vertiente septentrional de La Coruxera, siguiendo la línea eléctrica de Siones puede cortarse una buena sucesión estratigráfica invertida:

Muro: Caliza de montaña.

12-15 m. Areniscas amarillentas micáceas muy compactas.

60-70 m. Pizarras grises micáceas con nódulos de limonitas resultantes de la hidratación de piritas.

100-100 m. Areniscas en capas de 0,2-0,5 m. amarillentas, muy claras, alternando con pizarras negras y grises micáceas.

Pizarras negras micáceas.

A 2 kms. mas hacia el SW. en La Rodada (Las Carangas) hay, otro corte menos completo; en contacto mecánico con el devónico aparece un paquete de 80-100 m. de potencia formado por pizarras y areniscas alternantes que tiene el mismo aspecto que el tramo superior del corte anterior. Las pizarras tienen nódulos de pirita.

En las vertientes occidentales del valle de Proaza, frente a Tuñón puede obtenerse un corte semejante al de La Coruxera. Aquí es donde terminan las capas de sinclinal de Las Caldas, apareciendo la terminación sinclinal en las vertientes de la cota 530, próxima a Castañedo del Monte.

Un poco mas al S. comienzan las capas de la cuenca de Proaza enmascaradas por los aluviones de la vaguada y por los coluviones de las vertientes. Estos depósitos enmascaran profundamente los sedimentos westfalienses que por su caracter plástico forman depresiones en las cuales se acumulan los derrubios. En las vertientes de Sierra Pedrisca sobre La Espina hay un afloramiento que permite obtener un corte defectuoso con el agravante de que las capas westfalienses tienen muchos micropliegues:

Muro: Caliza de montaña.

20 m. Areniscas compactas y lechos de pizarras cerca del techo.

50-60 m. Pizarras con lechos muy delgados de areniscas.

50-60 m. Alternancia de pizarras micáceas y areniscas amarillentas micáceas en bancos de 0,3-0,5 m.

En cambio, al E. de Proaza, el sinclinal de Teordia muestra buena parte de los sedimentos de la cuenca de Proaza. Siguiendo el camino de herradura que parte del Km. 13,2 y cruzando los aluviones del río Trubia, se dirige a Teordia, una vez cruzada la barra de caliza de montaña de El Arbeyal, corta una serie de capas de las que, aunque con algunas lagunas, puede deducirse la siguiente sucesión:

Muro: Caliza de montaña.

90-100 m. Pizarras grises micáceas con nódulos de pirita y algunas ligeras intercalaciones de areniscas muy delgadas.

8-10 m. Tramo samítico formado por areniscas grises micáceas con lechos de pizarras interestratificados.

20-25 m. Pizarras grises micáceas, nodulosas.

10 m. Segundo tramo samítico muy parecido al anterior.

40-50 m. Pizarras grises micáceas, alternando con areniscas amarillentas en bancos de 0,2-0,3 m.

4-5 m. Caliza gris.

30-40 m. Pizarras grises micáceas algo arenosas.

El sinclinal de Teordia nos ofrece el corte más completo de esta zona y que nos ilustra además acerca de los cambios de facies que deben haber presidido la sedimentación del westfaliense, puesto que la caliza gris, situada a 10 m. escasos del techo de la caliza de montaña, no aparece en el anticlinal de Las Caldas-Tuñón y debe de tener su equivalente en alguno de los tramos allí reconocidos.

3) *El Sinclinal de La Manjoya.*

En la entrada meridional del túnel de la Manjoya, por debajo de los sedimentos cretácicos, aparece un paquete de rocas westfalienses en contacto por falla con la caliza de montaña de Ferreros; tampoco el margen SE. del sinclinal es normal, de manera que no conocemos el muro de esta formación. La trinchera del ferrocarril a Madrid, entre la ya indicada entrada del túnel y el Km. 133, muestra una serie de capas muy replegadas en las cuales es posible establecer la siguiente sucesión de abajo a arriba:

- 30-40 m. Pizarras pardo amarillentas.
- 50 m. Pizarras grises micáceas alternando con areniscas en capas de 0,1-0,2 m.
- 6-7 m. Pizarras alternando con cuarcitas en capas de 0,01 m.
- 1 m. Caliza gris.

Esta estratigrafía incompleta es cuanto poseemos del sinclinal de La Manjoya, difícil de relacionar sin fósiles, con su vecino de Las Caldas.

4) *El Sinclinal de La Mortera.*

En el margen opuesto al gran meandro del Nalón, frente a Morcín, entre las cumbres de el Gato y de Castiello, hay un sinclinal suspendido sobre el que están instaladas las aldeas de La Mortera y Les Liñades. Las capas de este sinclinal están algo comprimidas y los contactos con la caliza de montaña son mecánicos. Esto explica que las capas del flanco S. sean predominantemente samíticas, mientras las del N., son pizarras, sin perjuicio de que pueda existir un cambio lateral de facies de unas o otras. Por este motivo no nos atrevemos a establecer una sucesión estratigráfica, pudiendo indicar únicamente que la formación sobrepasa los 300 m. de potencia y comprende dos series: una inferior predominantemente pelítica de 120 m. y otra inferior en la que alternan pizarras grises micáceas con gruesas bancadas de arenisca.

5) *El reborde septentrional de la cuenca de Riosa.*

Contorneando el borde meridional del macizo del Monsacro, aparecen los depósitos westfalienses de la cuenca de Riosa. Por el reborde occidental, formando el Cordal Largo y las vertientes S. del valle de La Vara, la serie pizarreña está en contacto por falla con la caliza de montaña. Las capas normales se encuentran en el borde meridional del Monsacro, especialmente

claros a la salida de la garganta de La Foz. Allí la serie nos parece absolutamente normal a pesar de que Almela y Rios (A-5) indican en su mapa un contacto mecánico, también Wagner (J-4) cree en una dislocación; es cierto que casi siempre entre las pizarras y las calizas de montaña hay resbalamientos y despegues, pero estos no tienen el valor de fallas, puesto que no alteran en absoluto la estratigrafía; sobre este punto volvemos a insistir en el capítulo de Tectónica.

Recorriendo los caminos inmediatos a la carretera hasta un poco al S. del Lugar de Abajo, y las vertientes septentrionales del Monsacro, puede reconstruirse la siguiente serie:

Muro: Caliza de montaña.

35-40 m. Pizarras grises micáceas, algo arenosas, cerca del techo.

4-5 m. Capa de arenisca gris amarillenta compacta.

40-50 m. Pizarras grises micáceas arenosas.

3-4 m. 2 a. capa de arenisca compacta.

20-25 m. Nuevo tramo de pizarras arenosas micáceas.

4-5 m. 3 a. capa de arenisca compacta.

30-4 m. Pizarras oscuras.

150 m. Areniscas en bancos de 0,1-0,2 m. alternando con pizarras negras arenosas micáceas.

En la trinchera del ferrocarril, y a partir de la cantera que explota la caliza de montaña, el contacto calizas-pizarras es también normal y la sucesión que puede obtenerse siguiendo la trinchera hacia el S. es la siguiente:

Muro: Caliza de montaña:

5 m. Pizarras oscuras.

3 m. Calizas grises.

3 m. Pizarras amarillentas + 0-2 m. calizas con crinoides.

1-5 m. Caliza gris.

10 m. Pizarrilla oscura replegada.

2 m. Pizarra amarillenta arcillosa.

4 m. Arenisca amarillenta.

Esta capa está casi vertical y fracturada por el S. Sigue una charnela sinclinal en areniscas amarillentas y pizarras, y a continuación, el flanco S. de este sinclinal está formado por:

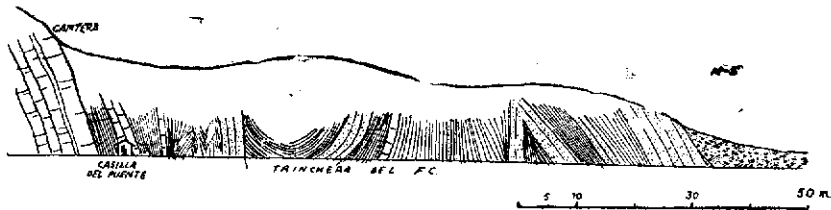


Fig. 8.—Contacto de la caliza de montaña con las pizarras westfalienses en la trinchera del F. C. minero a la salida de la garganta de La Foz (Riosa)

1. Caliza de montaña. 2. Pizarras oscuras. 3. Calizas grises. 4. Pizarras amarillentas con 0,2 m. de caliza gris con entroques de crinoideos. 5. Caliza gris. 6. Pizarras oscuras muy replegadas. 7. pizarras amarillenta arcillosa. C. Coluviones. Las capas están representadas a rigurosa escala.

5 m. Pizarras oscuras.

0,8 m. Caliza gris.

10 m. Pizarras negras con capitas y amigdalas de caliza.

1,5 m. Arenisca pizarreña.

10 m. Pizarras negras con capitas de arenisca.

3 m. Areniscas amarillenta.

Estas areniscas forman una charnela anticlinal en cuyo nucleo hay pizarras negras; el flanco S. de este anticlinal repite la serie anterior casi exactamente hasta el final de la trinchera.

Estas observaciones permiten casi asegurar que el techo de la caliza de montaña sirve de muro, normalmente, a la base de la serie de pizarras; es mas, las capas de calizas de la base de esta serie parecen indicar una transición sedimentaria del régimen calizo al pelítico-samítico de la cuenca de Riosa; las primeras dislocaciones aparecen en la trinchera a 30 m. de la cali-

za de montaña y no alcanza a la cantera hasta por lo menos a 150 m. de la caliza.

Los trabajos aún inéditos de Julivert (J-5) en la cuenca de Riosa, descubren una compleja tectónica de fallas dentro de la masa de pizarras, que rompe la continuidad estratigráfica; es allí, pues donde hay que buscar, como ya hemos indicado en otra ocasión (LL-9) las anomalías estratigráficas que encuentran



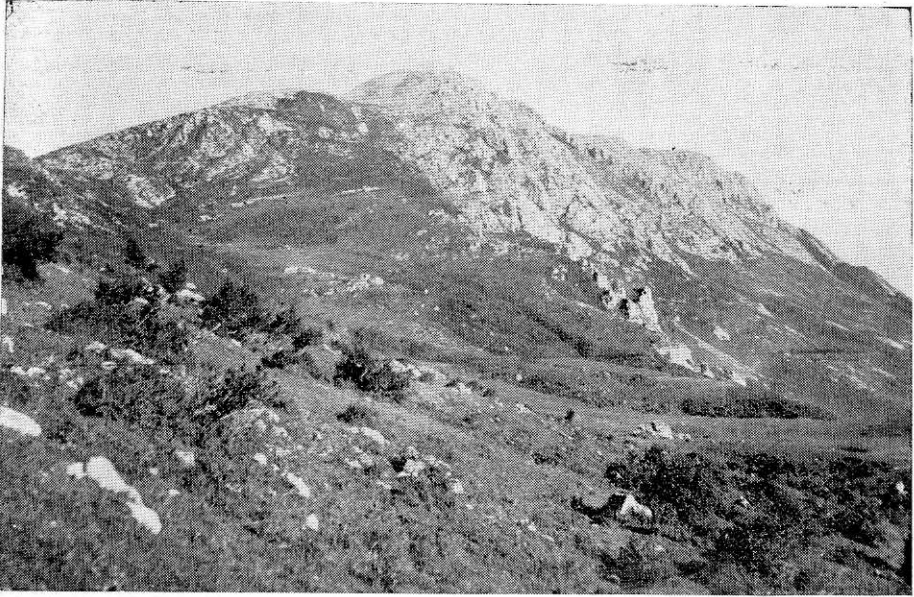
Fig. 9.—Estructura de la masa de pudinga de Lugar de Abajo.

1. (5 m.) Areniscas oscuras.
2. (6 m.) Pudinga.
3. (2 m.) Pizarras oscura con flora.
4. (8 m.) Pudinga de cantos de cuarzo de hasta 0,2 m.
5. (1 m.) Pizarras con nódulos de limonita.
6. (4 m.) Arenisca micácea.
7. Pudinga cuarzosa de cantos de hasta 0,4 m.
8. (7 m.) Areniscas y pizarras nodulosas.
9. (2 m.) Pudinga.
10. (4 m.) Areniscas.
11. 4 m.) Pudinga.
12. (10 m.) Areniscas con lechos de pudingas.
13. (7-8 m.) Pizarras finas carbonosas.
14. (2 m.) Arenisca compacta.

Jongmans y Wagner (J-4) (K-3) (LL-9) en un estudio de la cuenca de Riosa y que pueden aceptarse, aun admitiendo la normalidad del contacto caliza-pizarra en el N. del Monsacro.

En las últimas casas del lado S. del Lugar de Abajo, cuando se inicia la subida de la carretera aparecen las capas de pudingas que Adaro denominó "pudinga base del inframedio". Entre las últimas capas indicadas y esta pudinga hay una laguna que no hemos podido llenar.

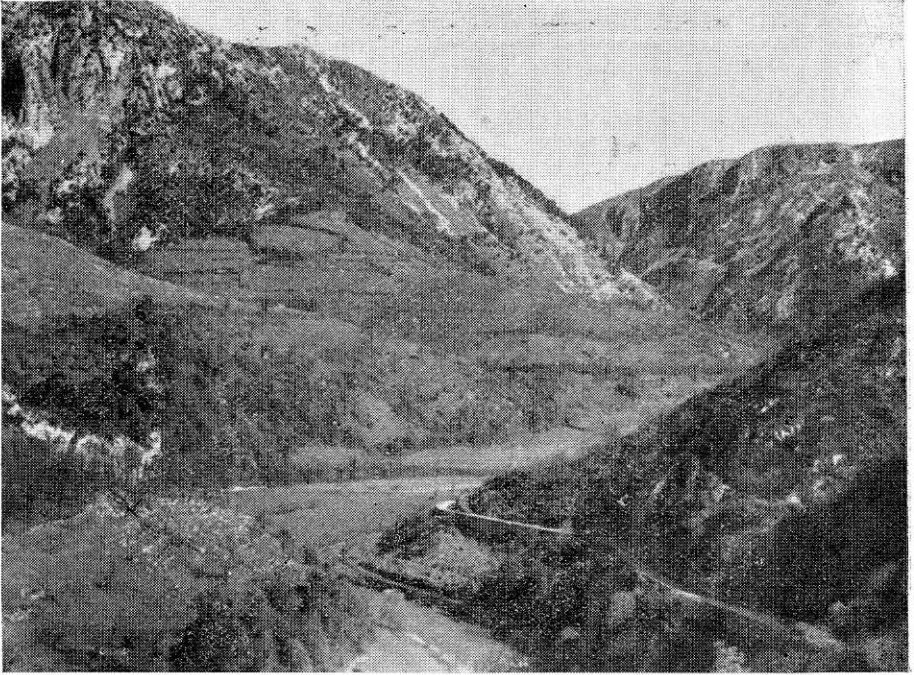
Como observan muy bien Almela y Rios (A-4), no se trata de una masa de pudinga compacta, sino un tramo detrítico formado por capas de elementos de grosor diferente, como puede verse en un perfil obtenido en los últimos metros del techo de este tramo, de N. a S.;



El macizo de La Mostayal por su cara E. desde las vertientes del Aramo.
Caliza de montaña plegada y fracturada por el margen E.



Los pliegues del valle de La Foz desde la cumbre del Monsacro. En primer término caliza de montaña.



Valle de Proaza cerca de Tuñón. Sinclinorio de pizarras y areniscas westfalienses con flancos de caliza de montaña.



Valle de Proaza en Villanueva de Proaza; sinclinorio de pizarras y areniscas westfalienses con flancos de caliza de montaña.

- 5 m. Areniscas oscuras.
- 6 m. Pudingas cuarzosas de grandes elementos.
- 2 m. Pizarra arenosa con restos de flora.
- 8 m. Pudinga de cantos de hasta 0,2 m.
- 1 m. Pizarra con nódulos de limonita.
- 4 m. Arenisca.
- 15 m. Pudinga cuarzosa de elementos de hasta 0,4 m.
- 7 m. Areniscas alternando con pizarras nodulosas.
- 3 m. Pudinga.
- 4 m. Areniscas.
- 4 m. Pudinga.
- 10 m. Alternancia de areniscas con lechos delgados de pudingas.
- 8 m. Pizarras carbonosas.
- 2 m. Arenisca compacta.

Estos 80 m. eminentemente detríticos, constituyen el límite de nuestras investigaciones por la cuenca de Riosa; la brevedad de las mismas, la pequeña extensión reconocida y la extensión y complejidad de dicha cuenca de Riosa, hacen que no podamos obtener conclusiones sobre la misma, que hay que reservar para un estudio del territorio situado al S. del Monsacro.

e) *Estratigrafía comparada.*

1. *Posición estratigráfica de las capas carboníferas.*

Como hemos indicado en un trabajo reciente (LL-5), la falta de concordancia preside los intentos de correlación de las capas carboníferas, tanto en los ensayos de índole general, como en los trabajos estrictamente locales. No quisiéramos caer en el mismo error, pues estamos expuestos al mismo al intentar situar las capas reconocidas dentro de la moderna estratigrafía del carbonífero (J-3).

Nuestras investigaciones en el carbonífero, no nos han suministrado huellas fósiles más que muy raramente; ausencia

de restos vegetales en las capas westfalienses de los sinclinales reseñados. Únicamente poseemos como punto de partida de nuestras consideraciones estratigráficas, la fauna de la caliza de montaña de Latores.

Barrois (B-1) situaba la caliza de montaña en el dinantiense sin más precisión. Adaro (A-4) siguió el criterio de aquel autor y de este modo vino renombrándose la caliza de montaña (C-10) (D-14) (P-2) (H-1) (H-3) hasta Delepine (D-2), quien en 1943, al describir las faunas ya indicadas, sentó la edad moscoviense para el techo de esta caliza. Muchos autores españoles (M-4) (M-5) (G-1) continuaron usando la denominación de dinantiense y nosotros mismos, siguiendo su criterio, la empleamos antes de conocer personalmente los problemas de la geología asturiana (LL-7) (LL-8).

La fauna de Latores viene a constituir un nuevo punto de apoyo para cementar el descubrimiento de Delepine. No parece haber, pues, duda, acerca de que en el valle de Proaza y región del SW. de Oviedo, el techo de la caliza de montaña es moscoviense y que dicha caliza debe ser considerada como una serie comprehensiva que abarca desde el viseense hasta por lo menos el equivalente marino del westfaliense A; es decir, se trata de la caliza moscoviense, tan extendida por el NW. de Europa y Rusia.

En su consecuencia es lógico suponer que los tramos inferiores del anticlinal de Las Caldas se hayan sedimentado ya bien entrado el westfaliense y que por lo tanto la serie de pizarras alternando con areniscas de los sinclinales de la caliza carbonífera y las mismas capas de la base de la cuenca de Riosa, han de situarse ya, por lo menos, en los tramos medios o altos del westfaliense B. Esto no está conforme con la opinión provisional de Almela y Rios (A-5) que rejuvenecen considerablemente todas las capas de la cuenca de Riosa, pues colocan toda la caliza de montaña en el viseense, lo que nos parece insostenible, no sólo por las razones ya indicadas dimanadas de la fauna de Latores,

sino porque además, las faunes de la caliza "griotte" acusan ya el viseense superior y no sería lógico que los 250 m. de caliza que se superponen representaran el techo del viseense.

Almela y Ríos (A-5) siguiendo este criterio colocan a los tramos "Entre Calizas" y "Generalas" en el namuriense y hacen comenzar el westfaliense A en la pudinga de Lugar de Abajo, a unos 400-450 m. por encima del techo de la caliza de montaña.

En cuanto a la controversia suscitada por el trabajo de Jogmans y Wagner (J-4) sobre la edad de las capas del reborde septentrional de la cuenca de Riosa, con intervención de Kindelan (K-3), dimos ya nuestra opinión en 1958 y remitimos allí al lector interesado (LL-9).

III. TECTONICA.

A) *La estructura de la Coruxera en el ámbito tectónico asturiano.*

La mayoría de los accidentes tectónicos que determinan la estructura de las Sierras de la Coruxera, La Mostayal y Monsacro, son pliegues hercinianos. Aún cuando en otros trabajos (LL-2) (LL-3) (LL-5) hemos puesto de manifiesto el interés que tienen en Asturias las fallas alpínicas, a las que se había dado poca importancia o se habían confundido con formas hercinianas; en la zona que nos ocupa, la tectónica alpílica tiene poco desarrollo, pues apenas si está representada por algunos escasos accidentes que no solo no determinan rasgos estructurales de primer orden, sino que, ni siquiera llegan a enmascarar la tectónica herciniana.

Los pliegues hercinianos se desarrollan pues armónicamente, alineados de NE. a SW. y torciendo acusadamente hacia el S. en el borde meridional donde toman rectamente dirección N-S. Ya hemos dicho que este haz de pliegues forma parte importante del complejo de los Hercínides astures, puesto que está si-

tuado en la parte superior o N. de la gran dobladura o rodilla astúrica. Por este motivo los rasgos esenciales de estos pliegues, especialmente su orientación y desarrollo horizontal han sido ya entrevistados por la mayoría de los autores que han tratado, en su conjunto de las grandes líneas tectónicas de Asturias (B-1) (C-10) (M-5) (D-4) (S-9) (G-7) (A-4); en cambio nunca se hizo un análisis detenido de esta interesante estructura, pues ni aún en el trabajo de Almela y Ríos (A-5) se dan detalles sobre la misma; los cortes geológicos, trazados de manera esquemática solo dan idea de la estructura de conjunto, lo propio que la descripción tectónica que los acompaña. Así pues a pesar de esta importante aportación a la tectónica asturiana, todavía estas sierras ofrecen un magnífico campo de investigación tectónica, cuya descripción vamos a intentar.

B) *Las grandes unidades hercinianas de plegamiento.*

Las unidades tectónicas vienen a coincidir en sus líneas generales, con las unidades estratigráficas ya indicadas, puesto que la tectónica es fundamentalmente diferencial y el modelado de las estructuras es ante todo función de las características mecánicas de los materiales afectados por el plegamiento. Estructuras y estilos tectónicos se localizan, casi siempre perfectamente diferenciados, sobre los conjuntos petrográficos, en su consecuencia pueden delimitarse las siguientes zonas tectónicas de NW. a SE.:

- 1) Zona de pliegues y extrusiones en el silúrico y devónico del margen NW.
- 2) Zona central desarrollada predominantemente en la caliza de montaña.
- 3) Gran sinclinatorio de La Piñera modelado fundamentalmente en las facies litorales y paracontinentales del devónico.
- 3) Zona de pliegues del SE. que forma el reborde septentrional de la cuenca de Riosa,

Estos elementos estructurales de orden superior dentro de la tectónica regional, coinciden aproximadamente con las grandes líneas de plegamiento entrevistadas por Adaro (A-4); en otras ocasiones hemos indicado ya (LL-1) (LL-5) que la cartografía geológica de Adaro no pudo hacerse en sus detalles por no disponer de una base topográfica de precisión y el mapa planimétrico de Schulz no tenía ni la escala adecuada, ni el detalle exigido para un trabajo tectónico meticoloso; no nos cabe la menor duda de que si Adaro hubiera dispuesto de nuestro mapa topográfico a 1:50.000, actualmente tendría Asturias un mapa geológico de primerísima categoría, que por desgracia no poseemos. Por esto Adaro solo pudo representar las unidades tectónicas fundamentales y por esto sus elementos tectónicos son casi siempre pliegues compuestos, susceptibles de ser resueltos en otros mas elementales por un análisis tectónico mas detallado.

C) *La mecánica de los sedimentos y sus reacciones ante el plegamiento.*

La complejidad estratigráfica que hemos visto tenía la zona de la Coruxera tiene una honda influencia en la estructura resultante. Desde las cuarcitas armoricanas que forman el zócalo del paquete sedimentario en el que se desarrolla el plegamiento, hasta las capas de pizarras y areniscas westfalienses que forman el techo se intercalan una serie de materiales de características mecánicas distintas, dentro de las dos grandes unidades estratigráficas formadas por el devónico y la caliza de montaña.

La cuarcita es el elemento mas rígido de todo el paquete y lo comprueba su comportamiento tectónico anómalo; el devónico es un conjunto asaz heterogéneo no solo en sentido vertical sino horizontal dados los cambios laterales de facies que existen entre la zona masiva del NW. y el dominio paracontinental del centro y SE. El devónico tiene toda una tectónica interna específica, disarmónica con el resto del plegamiento consecuencia de la heterogeneidad de los materiales que lo forman, pues exceptuando el paquete terminal de areniscas ferríferas eife-lienses, que tiene bastante regularidad, el resto lo integra un

conjunto petrográfico asaz heterogéneo para dar formas tectónicas regulares.

La caliza viseense es también un sedimento mecánicamente anómalo, puesto que el carácter tableado de sus estratos y especialmente su situación por debajo de la ingente masa de caliza de montaña le hacen reaccionar disarmónicamente con el conjunto del plegamiento.

La caliza de montaña, en cambio es la capa rectora, que condiciona el plegamiento; gracias a ella los elementos tectónicos se alinean con cierta rigidez y sirve de molde y guía a los terrenos que la circundan; es el esqueleto tectónico del enorme cuerpo del plegamiento asturiano; cuando falta esta caliza, sobreviene el desarreglo del plegamiento y la tectónica toma, en su conjunto un carácter disarmónico; es el fenómeno que se observa en la cuenca de Riosa, donde el plegamiento se desarrolla dentro de la masa de pizarras, areniscas, pudingas y calizas delgadas del westfaliense, sin elemento rector alguno que dirija el modelado tectónico; Almela y Ríos se extrañan (A-5) de que a pesar de la violencia que observan en los detalles del plegamiento, se mantengan rígidas las alineaciones tectónicas; es en esta tectónica diferencial generada por la heterogeneidad petrográfica pero sostenida por la caliza de montaña, donde hay que buscar la explicación de esta estructura.

Con este conjunto pueden hacerse por lo menos tres grupos de materiales ordenados con arreglo a su coeficiente de elasticidad y de mayor a menor rigidez.

<u>Elementos rígidos</u>	<u>Elementos semirígidos</u>	<u>Elementos plásticos</u>
Cuarcitas armoricanas	Calizas viseenses	Conjunto de facies «Oolred sandstone» del centro de la región.
Caliza de montaña	Calizas y dolomías coblencienses.	
	Areniscas eifelienses	Conjunto de pizarras y arenisca westfalienses.
		Pizarras arcillosas devónicas en general.

Como ya hemos indicado en otro lugar (LL-5) esta clasificación solo puede aplicarse a la tectónica herciniana, cuando el material recién sedimentado tenía sus características mecánicas específicas. Mas tarde el plegamiento y las sucesivas epirogenésis, inhabilitaron a la masa astúrica para nuevos plegamientos y de aquí la génesis de roturas durante la orogenia alpídica (LL-3) (LL-1). Estas rocas "paracratógenas" no eran ya aptas para nuevos plegamientos al finalizar los tiempos paleozoicos.

D) *La tectónica local.*

a) *La estructura del valle inferior del Trubia.*

Entre S. Andrés y las proximidades de Trubia, el río Trubia o valle de Proaza biparte un conjunto de pliegues edificando así dos serranías: las sierras de Armada y Buanga en su margen W. y las de Busero y Pazaranda en el margen E.

1) *La estructura de las sierras de la Armada y la extrusión de Buanga.*

A lo largo del cordal de la Armada, desde La Mata hasta la Peña del Molar se corta el devónico muy regularmente plegado, formando un conjunto de pliegues de estilo jurásico, de ejes verticales, avergentes y de desarrollo muy armónico; estos pliegues están modelados en la facies caliza coblenciense-eifeliense que gracias a su relativa rigidez, sostiene la armonía del plegamiento; estos pliegues no aparecen seccionados en ningún punto sino que se deducen de los cambios de buzamiento y de la repetición de los niveles stratigráficos; unicamente un poco mas al E, la carretera de Trubia a Perlavia, cerca de La Parada corta el eje de uno de estos anticlinales que pasa por Camales (anticlinal de Camales).

En la vertiente SE del cerro de La Armada (512 m.) aparece una primera rotura derivada de la laminación del flanco in-

ferior de un anticlinal vergente al NW. Ya en las vertientes NW. del mismo cerro, hay otro pliegue del mismo estilo vergente al NW. pero sin rotura de flancos. Desde La Mata al cerro de La Armada parece existir pues una progresiva intensidad del esfuerzo tectónico, toda vez que la estructura se desarrolla siempre sobre el mismo tipo de materiales.

En efecto, descendiendo desde la cumbre del cerro de La Armada a la vaguada del arroyo de Bunga se cortan las capas de pizarras y cuarcitas del devónico inferior extremadamente plegadas; la estructura se resuelve aquí en un conjunto de pliegues de diversas jerarquías, especialmente apretados en la vertiente SE. del barranco, al aproximarse a la masa cuarcitosa de las cumbres de Buanga, que aquí forman la Peña del Molar. En las inmediaciones de dicha cuarcita las pizarras se tectonizan de tal modo que forman micropliegues muy apretados y la roca se transforma en una tectónica.

El contacto del devónico con la cuarcita armoricana es mecánico; la cuarcita tiene numerosas superficies de resbalamiento y espejos de fricción; las capas de cuarcita buzan fuertemente al SE, de manera que no cabe duda acerca de la tectonización del contacto; el borde SE. de la Peña del Molar tiene en cambio aire de normal, pues las capas del devónico inferior se disponen muy regularmente por encima de la cuarcita y esta misma tiene un buzamiento hacia el SE. sensiblemente concordante con el devónico. No obstante tampoco aquí el contacto es enteramente normal, pues ha habido un ligero resbalamiento o despegue que se acentúa progresivamente hacia el NE. de tal modo que al llegar al Trubia, el gediniense y la base del coblenciense han desaparecido y la cuarcita se pone directamente en contacto con las dolomías coblencienses del nivel D_3 .

Hacia el SW. todavía es más ostensible a pesar de que se conserva la serie del devónico inferior; en el collado de La Mayada al SW. del Pico del Plantón, la cuarcita armoricana se estrangula bruscamente, reapareciendo un poco más al SW. en

Grandamiana y en las vertientes occidentales del cerro cota 663. Esta estructura nos indica que la aparición de estas cuarcitas en pleno devónico es un fenómeno de "extrusión" semejante a los descritos por Viennot (V-2) en los Pirineos occidentales y a los reconocidos por Ashaner (A-8) y por Solé y Llopis (S-10) en las Gabarras al E. de Gerona. El carácter perforante del núcleo del anticlinal de cuarcitas es aquí muy claro y a ello se debe la irregularidad de los afloramientos. Las condiciones petrográficas para la génesis de este accidente han sido óptimas, pues la cuarcita armoricana es un elemento muy rígido que soportaba las pizarras, areniscas y cuarcitas delgadas gedinenses, conjunto extremadamente plástico; durante el plegamiento, el núcleo del anticlinal de cuarcita armoricana ha perforado fácilmente la plástica cobertura gedinense; esto explica la presencia de tectonitas en el gedinense de las proximidades del contacto con la cuarcita armoricana y la progresiva complicación tectónica desde La Mata al Montón.

La influencia de estas extrusiones se deja sentir también en la sierra de La Pedrisca, donde la litofacies caliza mesodevónica está fracturada y en contacto anormal con la caliza de montaña; es muy probable que estas fallas sean repercusiones del accidente de Buanga, sin que esto pueda ser obstáculo para que se hayan movido nuevamente durante la orogenia alpina.

La vertiente W. del bajo Trubia está integrada por los elementos tectónicos siguientes:

- 1.º Zona de pliegues rectos armónicos, de estilo jurásico de Perlavia que de NW. a SE. comprenden:

Anticlinal de La Mata.

Sinclinal del cerro cota 437.

Anticlinal de la Parada en cuyo núcleo aflora el gedinense.

Sinclinorio de Perlavia.

- 2.º Zona de pliegues isoclinales, vergentes al NW., de La Armada que comprende los siguientes elementos:

Anticlinal de la cota 496 que se prolonga hacia Sama de Grado donde aflora el gediniense.

Sinclinal del cerro de La Armada, en la caliza eifeliense, cuyo flanco SE. está roto por una fractura.

- 3.º Complejo de pliegues y tectonitas del Bco. de Buanga, desarrollados, parte en las dolomías eifelienses, parte en las pizarras y cuarcitas gedinienses.
- 4.º Extrusión de la sierra de Buanga con núcleo de cuarcita armoricana y flancos de pizarras gedinienses.
- 5.º Serie devónica isoclinal, buzando al SE. del flanco SE. de la extrusión de Buanga.
- 6.ª Complejo de fracturas de Grandamiana, satélites a la extrusión de Plantón-Grandamiana.

2) *Las sierras de Buseco y Pazaranda.*

En el margen E. del Trubia se prosigue la estructura de la sierra de Buanga; los pliegues de La Armada pasan por el N. de Perlin y llegan al otro lado del valle, fuera de la zona estudiada.

Siguiendo el ferrocarril minero desde Perlin hasta San Andrés se corta la prolongación NE. de las extrusiones de Buanga. Entre el puente de Perlin y el Km. 2 se cortan pliegues isoclinales vergentes al NW. modelados en el devónico; una charnela muy clara aparece en las calizas de la primera curva del ferrocarril; antes de llegar a la segunda curva se encuentra una zona de fracturas que probablemente se han desarrollado en los flancos de un sinclinal bastante apretado y en la entrada del Bco. del Curito aparece una doble charnela sinclinal-anticlinal;

todos estos pliegues se modelan en las dolomías mesodevónicas; hay una marcada tendencia a verger hacia el NW., especialmente en las charnelas más próximas a Perlín.

En la vertiente SE. del Bco. del Curito aparece la cuarcita armoricana extrusiva; no es la prolongación del anticlinal extrusivo de Buanga, sino un elemento satélite mas septentrional que por su posición podría tal vez relacionarse con el asomo extrusivo de la cota 663 al N. de Gradamiana; el núcleo extrusivo de cuarcita armoricana aparece sobre un recorrido de menos de 300 m. elevándose a un centenar de metros sobre el valle; el borde SE. de esta extrusión es una fractura casi vertical contra la que chocan violentamente, buzando al NW. las areniscas rojas gedinienses.

Mas allá de la gran curva del Km. 3 aparecen de nuevo charnelas muy claras en las dolomías mesodevónicas, pero el carácter armónico de estos pliegues está turbado por numerosas fracturas de detalle que provocan desarreglos estratigráficos y tectónicos. Antes de llegar a Pedregal en el Arroyo del Banguero, aparece una segunda extrusión de cuarcitas; en el contacto falta casi todo el devónico inferior; en el reborde SE., el contacto es muy claro en las últimas casas de S. Andrés; allí las dolomías mesodevónicas se apoyan sobre la cuarcita armoricana con apariencia de normalidad absoluta; el contacto es muy engañoso y se estaría tentado a creer en una laguna local de no conocer se la estructura de Búanga y la del flanco NW. del mismo anticlinal.

La caliza y la dolomía, poco receptivas a los plegamientos intensos, han resbalado, sin plegarse ni romperse sobre el techo del anticlinal extrusivo quedando en posición aparentemente normal. Ni en las cumbres de la sierra de Burelo ni en las vertientes de Paceranda, lo propio que en el vaque del Nalón entre Caces y Trubia, hay señal alguna de las violentas extrusiones de Perlín; la tectónica se desarrolla con un estilo perfectamente armónico, condicionada sobre todo por las calizas eifelienses

que son las rectoras de la estructura. En cambio en la vertiente NE. del valle de Proaza, las mismas calizas y dolomías, tienen las huellas de dos momentos diastróficos generadores de su actual estructura; una fase de plegamiento regular, de estilo jurásico y una fase de rotura producida por la extrusión de la cuarcita armoricana. Estos dos momentos están superpuestos en las calizas situadas en las inmediaciones de la extrusión pero no aparece la fase de rotura en los pliegues alejados de la misma. Esto nos indica que la extrusión fué algo más tardía en relación al plegamiento del devónico, pues las charnelas de este están cortadas por las fracturas satélites a la extrusión. En realidad las cuarcitas armoricanas deben de constituir un anticlinorio, habiéndose formado las extrusiones gemelas de Perlín-S. Andrés a expensas de dos elementos del mismo.

En la estructura de las sierras de Buseco, hay que considerar pues la vertiente SW. prolongación de la tectónica de Buanga y la vertiente del Nalón. En la primera se advierten de NW. a SE. las siguientes zonas:

- 1.^a Zona de pliegues y fracturas de Perlín-Bco. del Curito, integrada por:

Anticlinal de Perlín, vergente al NW., cuya charnela está modelada en las calizas mesodevónicas. Pliegues fracturados de Arzanil que aparecen en la 2.^a curva del ferrocarril.

Charnela anticlinal-sinclinal del Pico del Curtido.

- 2.^a Extrusión del Bco. del Curito, con núcleo de cuarcita armoricana.
- 3.^a Sinclinorio fracturado del km. 3, formado por cuatro charnelas rectas, enmascaradas en parte por las roturas.
- 4.^a Extrusión de Pedregal, con núcleo de cuarcita armoricana.

5.^a Flanco SE. de la extrusión de Pedregal formada por las dolomías mesodevónicas.

En el cordal de la sierra de Buseco y en las vertientes del Nalón solo se advierten los pliegues de la cobertera de las extrusiones, que no está afectada, en absoluto por las mismas, como ya se ha indicado; allí se desarrolla pues un país de pliegues de estilo jurásico, del que es prototipo el anticlinal del Km. 29 del ferrocarril Vasco entre Caces y Trubia.

b) *El anticlinorio central de caliza de montaña.*

El centro de la región estudiada está ocupado por una banda de caliza de montaña que se extiende desde el valle del Nalón por el NE. hasta el de Proaza al SW. Esta banda está integrada por una estructura asaz compleja que en su conjunto constituye un anticlinorio que separa la zona devónica del NW. del sinclinorio de La Piñera, situado al SE.

1. *La sierra de Peñavis y sus accesorios.*

El anticlinorio central comienza al NE. del Nalón donde forma la sierra de Peñavis y los relieves accesorios que aparecen tanto hacia el NW. formando los cerros de los alrededores de Las Caldas, como hacia el SE. para constituir los pequeños relieves de El Condado y Pereda.

El núcleo del sinclinorio lo forma la vertiente SE. de la Sierra de Peñavis donde afloran las areniscas y pizarras del eife-liense C; la culminación máxima del eje del anticlinorio no coincide con la máxima altura topográfica a consecuencia de la mayor plasticidad para el modelado que tienen las areniscas y pizarras eifelienses, en relación con la caliza de montaña.

Ascendiendo desde el tunel de Las Caldas a la cumbre de Peñavis y cortando luego estructura y topografía hasta Quintaniella o Bueño puede verse como la masa de caliza de montaña

de Peñavis está plegada en un doble pliegue anticlinal-sinclinal; en realidad esta doble charnela deriva de una simple flexión, cuyos labios están fuertemente inclinados hacia el NW. dando la impresión de dos charnelas anticlinal y sinclinal. En realidad, en Peñavis la flexión primitiva ha sido comprimida lateralmente y los labios han perdido su paralelismo dando un pliegue monoclinal algo apretado. Como ya veremos este tipo de estructura es muy frecuente en la caliza de montaña.

Como consecuencia de la misma el flanco NW. del pliegue monoclinal se hunde bajo las pizarras westfalienses, mientras en el SE. aparece la caliza viseense y a continuación el eifeliense C. En la zona NE. de la Sierra, en las cercanías de La Manjosa el anticlinal cuyo núcleo es el devónico de Peñavis, está completo gracias a la aparición de la faja de caliza de montaña Bueño-Ferreros.

El contacto NW. del pliegue de la sierra de Peñavis con las

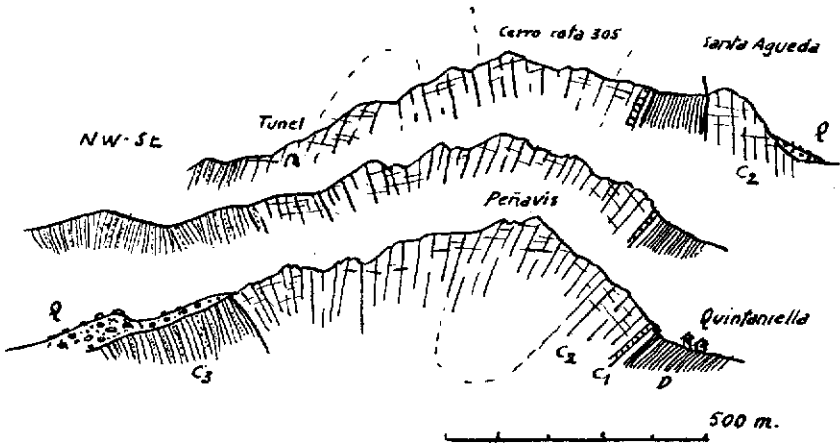


Fig. 10.—Cortes geológicos del macizo de Peñavis.

- D-Areniscas y pizarras del Eifeliense C
- C₁ Caliza viseense; C₂ Caliza de montaña
- C₃ Pizarras y areniscas westfalienses
- Q-Coluviones

pizarras westfalienses de Las Caldas, es mecánico, como puede verse muy bien en las inmediaciones del túnel, próximo a la estación de Fuso; al NW. de este contacto se desarrolla el sinclinal de Las Caldas formado por pizarras westfalienses en el cual probablemente existen pliegues accesorios que le dan carácter de sinclinorio; en el cruce de carreteras de Las Caldas a Oviedo y al Apeadero aparece el flanco NW. del sinclinal formado por la caliza de montaña. El sinclinal de Las Caldas es pues un pliegue de núcleo complejo, limitado al SE. por el accidente del reborde septentrional de Peñavis y ligeramente vergente hacia el NW.

Al SE. del eje tectónico de Peñavis aparece una nueva cuenca sinclinal, fosilizada casi totalmente por los depósitos cretácicos; no obstante a lo largo de la trinchera del ferrocarril de Madrid, entre la salida S. del túnel de La Manjoya y el caserío de Entrecuevas, puede verse la estructura de este pliegue, puesto que la trinchera ha sido excavada en las capas carboníferas por debajo del cretácico. Esta trinchera muestra que dicho pliegue es también un sinclinorio de orden inferior puesto que las pizarras westfalienses con sus cambios de buzamiento y repetición permiten delimitar tres o cuatro charnelas; en el extremo NW. de la trinchera cerca del contacto con la caliza de montaña aparecen capas calizas que no se encuentran en el resto del corte. Los límites de este sinclinorio que llamaremos de Entrecuevas, son mecánicos; el borde NW. es una falla alpídica N 10 E que corta la prolongación oriental del pliegue de Peñavis poniéndola en contacto con el cretácico; en la base del labio hundido, el westfaliense está también en contacto anormal con la caliza de montaña; el túnel de La Manjoya fué excavado precisamente en la brecha de falla, lo que ha ocasionado bastantes derrumbamientos y dificultades en la circulación. El borde meridional es un contacto mecánico herciniano que se establece entre las pizarras y la caliza de montaña, y como siempre resulta un flanco casi normal pues el valor del desplazamiento es exiguo.

En su conjunto, en el borde NE. del Nalón, el gran anticlinal central está formado de NW. a SE. por los siguientes accidentes:

- 1.º Anticlinal de Las Caldas en la caliza de Montaña.
- 2.º Sinclinal de Las Caldas, en las pizarras westfalienses. Pliegue con tendencia a verger hacia el NW.
- 3.º Monoclinal de Peñavis, separado del anterior por un contacto mecánico; pliegue en la caliza de montaña.
- 4.º Anticlinal de Santa Agueda, con núcleo de Eifeliense C y contactos mecanizados en parte.
- 5.º Anticlinal de Ferreros en la caliza de montaña.
- 6.º Sinclinorio de La Manjoya en las pizarras westfalienses formado por lo menos por cuatro pliegues de orden inferior.
- 7.º Monoclinal de Las Segadas; pliegues semejantes al de Peñavis cuyo flanco SE. es cabalgado ligeramente por el Eifeliense C.

En todos estos pliegues no se observan vergencias definidas, especialmente en la zona mas oriental; en la cumbre de Peñavis en cambio y en el sinclinorio de Las Caldas, hay una marcada tendencia de los accidentes a verger hacia el NW. aunque sin decisión.

2. *El anticlinal de las Sierras de Puerto y Paceranda.*

El macizo de caliza de montaña de Puerto, es la prolongación, en el margen SW. del Nalón, de los pliegues de Las Caldas. A lo largo de la línea del ferrocarril Vasco, en los alrededores del Km. 28, cerca de Caces aparece el puente NW. de este macizo, formado por un accidente violento, aunque poco visible, que superpone la caliza de montaña a las pizarras westfalienses. Este accidente es una escama derivada de un sinclinal de caliza de montaña con núcleo de pizarras westfalienses, vergentes

al NW., en el flanco inferior ha habido la laminación de parte de la caliza de montaña; en el superior la desaparición de dicha caliza ha sido completa, puesto que la caliza viseense del núcleo del pliegue anticlinal subsiguiente se apoya sobre el westfaliense; de no aparecer el sinclinal westfaliense, el conjunto daría la impresión de normalidad, pues no solo en la otra margen del Nalón aparecen las calizas eifelienses B, en apariencia normal, sino que en el mismo ferrocarril Vasco, cerca del tunel de Fansorda ya se ha visto en la estratigrafía que aparece una sucesión normal entre el devónico y el carbonífero. En realidad el accidente se introduce en la caliza de montaña por debajo de Siones, donde aparecen retazos mecanizados, de areniscas eifelienses en los que hay que reconocer la cicatriz del accidente. Todavía al S. de Siones, en La Vallina, el contacto entre la caliza de montaña y el devónico es mecánico, continuándose la línea de contacto anormal hasta el collado de Paceranda donde termina. Desde Buseco hacia el SW., cortando el valle de Proaza asistimos ya a la mayor normalidad entre devónico y carbonífero. El contacto de Paceranda constituye pues la terminación SW. del gran accidente de Caces, cuyo mayor desarrollo debe encontrarse hacia el NE. en el margen septentrional del Nalón.

El anticlinorio de Puerto termina en el margen SW. del Proaza en las inmediaciones de Castañedo del Monte donde se conjuga con los pliegues de la masa de caliza de montaña mas meridional.

3. *El sinclinorio de Tuñón.*

Desde Puerto, al pie del Nalón hasta Tuñón en el valle del Proaza una larga y estrecha banda de pizarras westfalienses separa los macizos calizos de Puerto-Las Carangas y Navalinos-Coruxera. Se trata en realidad de la prolongación hacia el SW. del sinclinorio de Las Caldas.

Las características tectónicas de este sinclinorio son muy in-

constantes a consecuencia de la plasticidad de las pizarras westfalienses colocadas entre los dos macizos calizos marginales; esta circunstancia hace que los contactos entre la caliza de montaña y las pizarras westfalienses sean rara vez normales; en general existe un “resbalamiento” o “despegue” de poca importancia sin laminación ni desaparición de paquetes, que da la apariencia de una tectonización mas importante que la real. No obstante en algunos puntos la mecanización de los contactos tiene importancia y aparecen cabalgaduras de poco desarrollo de la caliza sobre las pizarras westfalienses. Estos accidentes se producen indistintamente en ambos márgenes del sinclinorio pero siempre tienen carácter muy local y poco desarrollo.

En Puerto aparece un sinclinal recto laminado por el flanco SE. Esta laminación es la continuación hacia el SW. del accidente frontal de Peñavis, pero no se prolonga mucho hacia el SW. pues a la altura de Los Llanos el contacto es perfectamente normal y el sinclinal tiene una cierta vergencia hacia el SE. Entre La Coruxera y El Valle el pliegue se complica tomando el aspecto de un doble sinclinal de ejes convergentes hacia el centro; el margen fracturado es ahora el de El Valle, donde la caliza de montaña cabalga fuertemente las pizarras westfalienses que buzan hacia el NW. hundiéndose bajo la caliza de montaña.

Un poco más hacia el SW. en Valdecarneros el contacto septentrional vuelve a ser normal, desarrollándose en cambio la cabalgadura en el borde SE., en Peña Constancias. Aquí el accidente es más complejo puesto que entre las pizarras westfalienses y la caliza de montaña aparece un retazo bastante extenso de areniscas eifelienses que nos indica que el flanco superior de caliza de montaña del sinclinorio ha sido totalmente laminado; el mismo accidente, desplazado transversalmente por una falla alpídica, puede seguirse por la vertiente meridional del valle de Tuñón hasta la vaguada del Proaza.

Entre Las Carangas y Tuñón el sinclinorio se enriquece con

numerosos elementos que le dan características de auténtico sinclinatorio, terminando en las vertientes de Castañedo del Monte bipartido por un anticlinal de caliza de montaña.

Como se ve pues, de NE. a SW., entre el Nalón y el Proaza, el sinclinatorio de Tuñón se complica progresivamente pasando de ser un sinclinal sencillo en Puerto a un auténtico sinclinatorio en Tuñón. Las cabalgaduras y despegues marginales se relevan alternativamente en ambos flancos del accidente y tienen muy poco desarrollo longitudinal. La forma más complicada es la de Peña Constancio, donde aparecen las areniscas ferríferas eifelienses.

h) *El haz de pliegues de La Coruxera.*

El núcleo fundamental del anticlinorio central de caliza de montaña, lo constituye un complejo conjunto de pliegues que forman las sierras de La Coruxera, La Mortera y El Navalón. La primera es la continuación de las estructuras de la vertiente SE. de la sierra de Peñavis que cortan el Nalón y llegan hasta las inmediaciones de Lavares.

La sierra de La Coruxera es en realidad un anticlinorio de caliza de montaña, vergente al NW. y fracturado por su eje de tal modo que el núcleo formado por areniscas eifelienses y dolomías y pizarras versicolores, cabalgan ligeramente a la caliza de montaña. Entre el Nalón y Los Llanos el contacto es normal y aparece la sucesión ordinaria formada por areniscas eifelienses, caliza viseense y caliza de montaña, el conjunto buzando hacia el NW. Pero en las inmediaciones de Los Llanos, el contacto devónico-carbonífero toma posición vertical y se lamina la caliza viseense, de tal modo que en la cumbre, el devónico cabalga claramente a la caliza de montaña.

Este accidente constituye en realidad el frente NW. de una serie de pliegues que se desarrollan entre La Coruxera y El Requejo y que de NW. a SE. son los siguientes:

1. Cabalgadura de la Coruxera, ya indicada.
2. Sinclinal de la vertiente SE., pliegue recto con núcleo de caliza de montaña y flancos de arenisca eifeliense.
3. Anticlinal de Lavarejos, ligeramente vergente al SE. modelado en las areniscas ferríferas eifelienses.
4. Sinclinorio de La Mortera, desarrollado en la caliza de montaña, formado por cinco pliegues sinclinales y otros tantos anticlinales, sensiblemente isoclinales vergentes al NW.
5. Contacto de El Requejo. Zona de inversión de la caliza de montaña que sirve de núcleo al devónico. Es aquí donde empieza el gran anticlinorio devónico de La Piñera.

Este conjunto de pliegues se prolonga tanto hacia el NE. como al SW. Hacia el Nalón, uno de los anticlinales del sinclinorio de La Mortera muestra su núcleo devónico apareciendo las calizas coblencienses en Vega de Paloma.

La tectónica de los núcleos devónicos de los anticlinales del haz de La Coruxera es específica y difiere fundamentalmente de la estructura mucho más regular de la caliza de montaña. El camino de La Coruxera a Cotomonteros, corta algunas zonas del núcleo devónico del anticlinal fracturado de La Coruxera y deja ver una estructura extremadamente compleja determinada sobre todo por la heterogeneidad petrográfica de dicho devónico formado por pizarras abigarradas, areniscas y cuarcitas delgadas. Estas capas devónicas están especialmente tectonizadas, en los ejes de los anticlinales laminados entre los flancos de caliza de montaña.

5. *La prolongación SW. de los pliegues de La Coruxera.*

Desde las cumbres de La Coruxera hacia el SW. se prosigue la misma estructura hasta el valle de Proaza. Únicamente que

los ejes de los pliegues, netamente orientados de NE. a SW. en toda esta zona, tuercen suave pero marcadamente hacia el S. al llegar al Barranco de Las Xanas. Es aquí donde se inicia la curvatura hacia el S. del arco astúrico en esta región.

El accidente frontal de La Coruxera, llega hasta Cotomonteros, donde está estrechamente relacionado con la ya indicada cabalgadura de Peña Constancia. Es posible que dicha cabalgadura, releve al accidente de La Coruxera perdiéndose en las inmediaciones de Turón. Así pues entre el valle del Proaza y el contacto con el gran sinclinorio de La Piñera aparecen una serie de pliegues que aunque indudablemente constituyen la prolongación SW. del haz de La Coruxera, aparece este considerablemente modificado.

En Vega Veneiras aparecen terminaciones periclinales en la caliza de montaña testigos accidentales del anticlinorio de Puejos. Estas terminaciones forman parte de un haz de pliegues "en cascada" que aparece entre Tenebredo y el Alto de Navalinos; son pliegues isoclinales claramente vergentes al NW. desarrollados en plena caliza de la montaña. No obstante en los ejes de algunos sinclinales se han conservado las pizarras y areniscas westfalienses como en el sinclinal de Adriano y su prolongación en la desembocadura del barranco de las Xanas. Otras veces, allí donde la erosión ha excavado profundamente la estructura aparecen charnelas anticlinales en cuyos núcleos se encuentran las areniscas eifelienses. Tal ocurre en la espectacular garganta de Las Xanas que corta dos bellas charnelas anticlinales que forman parte del ya indicado haz de Navalinos. Este barranco ofrece uno de los cortes estructurales más claros de esta zona y las mencionadas charnelas son tan patentes que pueden ser puestas como ejemplos didactivos. Al entrar en la cabecera del Bco. de Las Xanas y en las vertientes SE. de Peña Rey al contacto de este conjunto de pliegues con el anticlinorio de la Piñera es extremadamente complejo en sus detalles, pues la normalidad que se observa en todo el contac-

to desde el Nalón a Navalinos es substituida bruscamente en Dosango por una fractura que pone en contacto el haz de pliegues de Navalinos desarrollados en la caliza de montaña y en las areniscas eifelienses, con las lumaquelas coblencienses (calizas de Ferroñes).

En la entrada del Barranco de Las Xanas, las dolomías aparecen fuerte y disarmonicamente plegadas en las proximidades del accidente.

A la altura del Barranco de Las Xanas el análisis estructural permite reconocer de NW a SE. los siguientes elementos:

Al W. del Valle de Proaza:

1. Anticlinorio complejo de Sierra Pedrisca que constituye la prolongación meridional de los accidentes de Las Carangas.
2. Sinclinorio de La Espina que ocupa parte del talweg del Proaza, prolongación meridional del sinclinorio de Tuñón.

Al E. del Valle de Proaza:

3. Complejos de pliegues "en cascada" de Las Xanas, formado por elementos isoclinales ligeramente vergentes al WNW.
4. Accidente de la entrada del barranco de Las Xanas-Peña Rey.

Todavía mas al S., al E. de Proaza aparece en mitad de esta estructura el amplio sinclinorio de Teordia, accidente casi vertical, ligeramente vergente al W. que por su posición representa probablemente la prolongación meridional del sinclinal de Adriano. Se trata de un sinclinorio simétrico que se ensancha hacia el S. fuera de la zona reconocida.

A la altura de Proaza aparecen pues de W. a E. los siguientes elementos tectónicos:

1. Sinclinorio de Proaza formado por pizarras y areniscas westfalienses, conjunto de pliegues apretados, ligeramente vergentes al E.
2. Anticlinal del Arbeyal, formado por una bóveda sencilla de un pliegue recto, en las calizas de montaña, que emergen a manera de cresta en el margen E. del valle.
3. Sinclinorio de Teordia ya descrito.
4. Haz de pliegues de Las Xanas-Navalinos, desarrollado en la caliza de montaña de las vertientes W. del Pico Serrandi.
5. Accidente del contacto con el devónico, prolongación meridional de la fractura que comienza en Dosango.

c) *El anticlinorio de La Piñera y sus accesorios.*

El tercer elemento estructural de orden superior de toda esta región lo constituye el anticlinorio de La Piñera y sus elementos accesorios, conjunto de pliegues de distintas jerarquías que ocupa casi la mitad del conjunto montañoso reconocido. A consecuencia de estar constituido en buena parte por pizarras y areniscas versicolores el relieve de esta zona es alomado, de fácil recorrido y sede de una intensa ocupación humana; solo los macizos calizos de La Mostayal y Monsacro realzan el paisaje. Todo ello hace que el análisis estructural detallado sea difícil pues los cultivos y los suelos enmascaran gran parte de los afloramientos. Las interpolaciones del trazado de las capas en el mapa, han sido frecuentes por estos motivos.

1) *El frente septentrional y la estructura interna.*

Entre el Nalón y Dosango, el contacto del anticlinorio de La Piñera con el complejo de pliegues de La Coruxera es de extremada uniformidad y regularidad. A consecuencia de la vergencia NW. de los pliegues el devónico se apoya ligera-

mente sobre la caliza de montaña; esta inversión estratigráfica es el carácter distintivo del contacto de ambas unidades tectónicas. En el extremo occidental este contacto normal se transforma en contacto tectónico, ya descrito en el apartado anterior. En realidad en esta zona, el anticlinorio de La Piñera pierde su carácter típico para complicarse con la adquisición de nuevos elementos estructurales.

En el interior, el anticlinorio está bipartido por la zona sinclinal de La Piñera en cuyo núcleo aparece la caliza de montaña formando el vértice de Rocés; este sinclinal divide por tanto el conjunto del sinclinorio en una región septentrional que se desarrolla paralelamente al contacto N. y otra meridional menos regular que constituye el cuerpo del sinclinorio.

La región septentrional tiene una estructura bastante regular, entre Peñerudes y las vertientes septentrionales de La Mostayal aparecen únicamente una serie isoclinal inclinada al S. en la que es preciso ver un anticlinal decapitado por la excavación del valle y vergente al N. Esta interpretación es necesaria aunque no hayamos visto ninguna charnela, ni se repita claramente la serie estratigráfica, dada su opinión entre las bandas de areniscas eifelienses y caliza de montaña de Peñerudes y La Mostayal. Este anticlinal se prolonga claramente hasta Pedroveya donde se complica, no solo en la proximidad del contacto tectónico de Las Xanas-Peña del Rey, sino también hacia el S., hacia la Rebollada donde se resuelve en varios pliegues accesorios.

También hacia el E. sufre complicaciones la sencilla estructura de Peñarudes, puesto que entre el contacto septentrional y el sinclinal de Rocés aparece una tectónica bastante complicada en la que abundan los elementos disarmonicos. Un conjunto de pliegues de orden inferior y de micropliegues integran su estructura en anticlinorio cuyos detalles son difíciles de dilucidar. Los elementos rígidos de esta tectónica son las delgadas capas de dolomías que se pliegan disarmonicamente en relación con las pizarras abigarradas mucho más plásticas. Este estilo

tectónico cruza el Caudal y continúa en la plataforma de Telégo.

En la zona SE. del anticlinorio de La Piñera la estructura es mas complicada pero al estilo tectónico es el mismo puesto que se desarrolla sobre los mismos elementos petrográficos. Asi pues entre el sinclinal de Rocés y el valle de Morcín aparecen una serie de pliegues de orden inferior de vergencias aberrantes y en todo momento, de modelado condicionado por la petrografía, en las capas calizas y dolomíticas algo potentes los pliegues son mas laxos con tendencias jurasicoides, mientras que en las capas de dolomías delgadas, son fuertemente apretados, disarmónicos y en ocasiones fragmentarios. La carretera de Morcín a S. Sebastián permite entrever algo de esta estructura, también perceptible a lo largo de los caminos y "caleyas" que unen los múltiples caseríos de esta zona.

El contacto de estos accidentes con la caliza de montaña del Monsacro no es visible a consecuencia de los coluviones que cu-

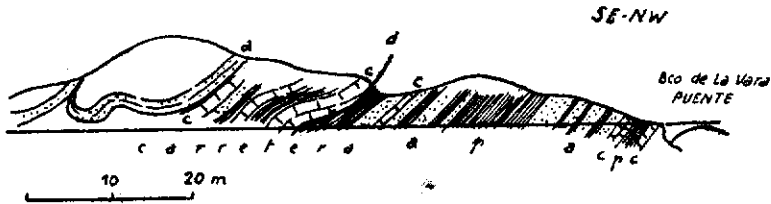


Fig. 11.—Despegue entre paquetes de areniscas y calizas y otros de pizarras en las inmediaciones de San Sebastian (Carretera a Morcín).

- a. Areniscas amarillentas.
- c. Calizas blancas; p. pizarras negras y rojizas.

bren las vertientes septentrionales de este monte. Asi pues no hemos podido ver la banda de caliza viseense indicada en el mapa de Almela y Ríos (A-5) que se ha dibujado contorneando por el N. el macizo del Monsacro; si dicha caliza existe debe de encontrarse oculta por aquellos coluviones pues no aparece en ningún punto de estas vertientes. Por otra parte, las ver-

tientes, NE. están en contacto por falla con el devónico como puede verse en las inmediaciones de El Carbayín; es un accidente alpidico de dirección NW-SE, que forma un sistema con sus análogos de Figares y La Bierza, que describiremos oportunamente.

En la cabecera del Valle de Morcín el anticlinorio de La Piñera está en contacto por falla con el westfaliense de la cuenca de Riosa que forma las vertientes septentrionales del Cordal Largo.

En su conjunto pues el anticlinorio complejo de La Piñera puede considerarse integrado de N. a S. por los siguientes elementos tectónicos:

1. Inversión estratigráfica del contacto septentrional.
2. Anticlinorio Tellego-Pedroveya, formado por pliegues de orden inferior, apretados y de vergencias indecisas aunque con tendencia N. A. la altura de Peñerudes es un anticlinal sencillo.
3. Sinclinal de Roces en cuyo núcleo aparecen las areniscas eifelienses y las calizas de montaña. Es un pliegue laxo, netamente vergente al NNW.
4. Anticlinorial complejo de La Piñera, de características idénticas al de Peñerudes.
5. Sinclinal de La Colina, pliegues laxo, recto, gracias a la abundancia de calizas y dolomías en eje.
6. Anticlinorio complejo de Morcín-S. Sebastián, formado por pliegues de vergencias indecisas, fuertemente apretados y disarmónicos.

El anticlinorio de La Piñera es, sin duda alguna, el elemento tectónico más complejo de toda la región estudiada.

2. *El pliegue de La Mostaya.*

El esbelto macizo de La Mostaya constituye la avanzadilla septentrional de la larga sierra del Aramo, a la que está unido

por el collado del Pan de las Forcas. En realidad el plegamiento de La Mostayal está incluido dentro del conjunto del anticlinorio de La Piñera y constituye la prolongación natural del sinclinal de Rocés. Se trata pues de una masa de caliza de montaña colocada entre dos bandas anticlinales devónicas; el anticlinorio de Pedroveya y el de S. Sebastián. No obstante, tanto por su complejidad tectónica como por su posición topográfica,

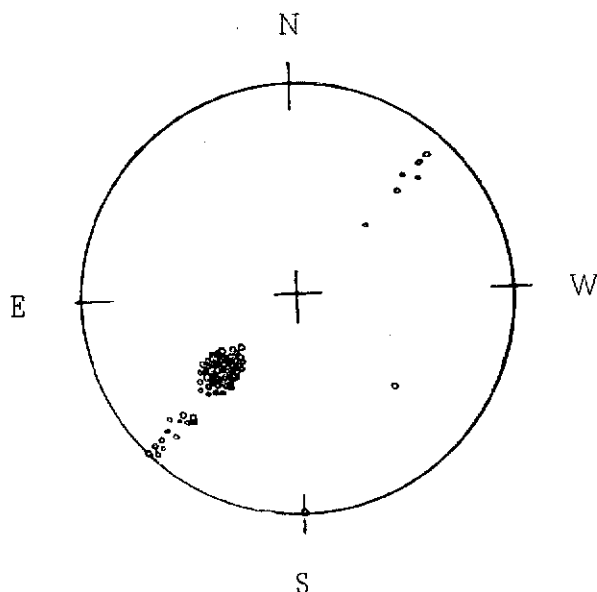


Fig. 12 —Proyección estereográfica de los planos axiales de los pliegues hercínianos de la zona de La Coruxera, La Mostayal y Monsacro

- Planos axiales
 - Planos de cabalgadura o contactos mecánicos
- El sentido de la vergencia queda perfectamente definido en el diagrama por la concentración o «enjambre» de vergencias dominantes

desligada de la zona deprimida de La Piñera, merece capítulo aparte.

Almela y Ríos (A-5) admiten que la Peña de La Mostayal (=La Vara en el mapa Nacional 1:50.000) está formada por una cubeta sinclinal muy laxa por su borde N. mientras que se plie-

ga brusca y acusadamente por el SE. En efecto, en todo el reborde N. y NW. las capas de caliza viseense se apoyan regularmente, inclinadas entre 20 y 30 hacia el SE. Sobre las areniscas eifelienses; no obstante esta normalidad es engañadora, pues cuando se penetra en el macizo enseguida se echa de ver la accidentación tectónica es mayor que ascendiendo a La Mostayal por la Braña de la Vega, por ejemplo, los buzamientos se hacen mas fuertes oscilando entre los 45 y 50°; lo que origina un sistema de cuestras en las que destacan las capas mas duras. Esta serie isoclinal ha de estar forzosamente plegada, pues de lo contrario habría que admitir para la caliza de montaña en esta zona una potencia de más de 1000 m. siendo así que no pasa de 250 m. como ya se ha indicado en la parte estratigráfica; además los cambios de buzamiento, perfectamente ostentibles hacen pensar en la presencia de pliegues que darían a La Mostayal carácter de sinclinorio.

Por otra parte, en el núcleo de esta estructura aparecen las pizarras westfalienses formando un sinclinorio de características muy parecidas a los accidentes análogos descritos en las zonas de Puerto y Tuñón; este sinclinal es bastante complejo en sus detalles y su estructura no puede ser ajena a la del substrato, de caliza de montaña aun teniendo en cuenta las diferencias petrográficas generadoras de tectónica diferencial.

El sinclinal de la Mostayal está cortado bruscamente por su flanco E. por una larga falla alpídica N10-20E. que sin duda es la prolongación del gran accidente que limita por el E. la sierra del Aramo, y que se prosigue varios Kms. hacia el S. de la zona estudiada. El contacto con el devónico del anticlinorio de La Piñera, no es normal pues por el E., con lo que se rompe el elegante desarrollo de los pliegues de toda esta zona meridional.

En la zona SW. de La Mostayal, en Andruas y Canal Seca, donde aparece el indicado sinclinorio de pizarras westfalienses,

los elementos estructurales del macizo son los siguientes de W. a E.:

1. Flanco normal devónico-caliza viseense-caliza de montaña.
2. Sinclinal del collado de Canal Seca, pliegue muy regular ligeramente vergente al NW.
3. Anticlinal de Canal Seca, charnela de caliza de montaña.
4. Sinclinorio de Andruas, formado por lo menos por dos sinclinales de orden inferior.
5. Anticlinal de El Mosquil, en la caliza de montaña, límite septentrional del Aramo.
6. Sinclinal de Braña Fe, pliegues complejos de las pizarras westfalienses.
7. Falla del contacto con el devónico.

El sinclinal de Braña Fé, contornea por el N. el anticlinal de El Mosquil sirviendo de molde a una terminación periclinal y enlazando al W. con el sinclinorio de Andruas.

El macizo de La Mostayal propiamente dicho, que se desarrolla un poco mas al N. no puede ser ajeno a esta estructura, aunque como ya hemos dicho no se perciban charnelas claras, puesto que es la prolongación natural hacia el NNE. de estos accidentes y por consiguiente el conjunto de pliegues de Andruas refuerza la idea de la existencia en La Mostayal de un sinclinorio establecido en pleno complejo de pliegues de La Piñera.

3. *El haz de pliegues del Monsacro y el reborde de la cuenca de Riosa.*

El macizo del Monsacro, constituye el límite meridional del anticlinorio de La Piñera al que separa de la cuenca de Riosa. Es un relieve modelado en la caliza de montaña con estructura asaz compleja.

Para Almela y Ríos (A-5) sería un sinclinorio fuertemente replegado cortado por su borde meridional por una fractura que lo separaría del westfaliense de la cuenca de Riosa. Esta interpretación es aceptable en parte, pues los detalles de la estructura son mucho mas complejos.

Ascendiendo el Monsacro por el camino normal de Morcín a las ermitas, cerca de Panieales se corta el contacto de la caliza de montaña con el devónico; este contacto debe ser una fractura NW-SE. puesto que no aparecen las calizas viseenses y las capas de caliza de montaña buzan fuertemente hacia el NW. chocando con el devónico, formado por pizarras versicolores y dolomías delgadas.

El contacto septentrional, ya hemos dicho que está enmascarado por coluviones, pero los buzamientos son también N. y pueden verse claramente en la zona de zig-zag del sendero que asciende a las ermitas; aquí no aparece, pues, clara, la noción del sinclinorio superior por Almela y Ríos (A-5). Solo en la vertiente W. aparecen las calizas viseenses, fuertes y disarmonicamente plegadas, de tal modo que los cantiles de La Fazona descubren charnelas, delgadas y altas algunas de mas de 100 m. La caliza de montaña, en su base, está también afectada por estos pliegues, pero no así en su parte alta cuya estructura es mucho mas regular. Hay por tanto una fuerte disarmonía entre la caliza viseense y la caliza de montaña, por otra parte muy frecuente en todas las zonas de plegamiento intenso, aunque en ningún punto la hemos visto a esta escala gigantesca. Estos pliegues tienen clara dirección NW-SE es decir transversal a las alineaciones normales en toda la región que como hemos visto son de rumbos NE-SW y N-S en Proaza. Por otra parte esta dirección anómala la toman también la terminación del anticlinorio de La Piñera en las vertientes de La Foz y sus repliegues accesorios, lo que parece indicar que nos hallamos en una zona de disarmonía de primer orden, tal vez a consecuencia de la posición en la zona de torcedura del "arco astúrico".

La vertiente meridional del Monsacro sirve de límite septentrional a la cuenca de Riosa; el contacto de la caliza de montaña con las pizarras westfalienses es normal a todo lo largo de las vertientes del Monsacro, lo propio que en la entrada de la garganta de La Foz. Le llamamos normal aun cuando en realidad exista un despegue entre la caliza y las pizarras, despegue sin desaparición de elementos estratigráficos, tal como ya hemos dicho que ocurría en el sinclinal Puerto-Tuñón. En las cercanías del antiguo Tejar del Collado de Covariella al pie del cantil de La Fayona, el contacto es muy claro; las calizas de montaña buzando al S. se hunden claramente bajo las pizarras westfalienses sin señales de diastrofismo; lo propio ocurre a la salida de la Foz donde la disposición es la misma, sin señal alguna de falla; mas al E. fuera de la zona cartografiada, comienza en cambio una cabalgadura (LL-4) de la caliza de montaña sobre el westfaliense que llega a cubrir parte del westfaliense D, según lo ponen en manifiesto las últimas investigaciones de Jongmanns y Wagner (J-4).

Resulta pues dificultoso admitir que este contacto tan claro y normal sea una fractura, especialmente de la importancia de la admitida por Almela y Ríos (A-5). En cambio en el extremo SW. del macizo, existe en efecto una falla alpídica NW-SE, paralela a la del borde NE. que pone en contacto la caliza de montaña con el westfaliense.

Todas estas circunstancias parecen indicar que el límite septentrional de la cuenca de Riosa tiene una estructura asaz compleja, que solo puede dilucidar un estudio tectónico, estratigráfico y paleontológico muy minucioso.

4 *La estructura de La Foz y la terminación SE. del anticlinorio de La Piñera.*

Los accidentes tectónicos situados mas hacia el SE. en la región estudiada aparecen cortados por la garganta del río de

La Foz que procedente de Riosa tributa al Caudal cerca de Morcín.

Esta garganta permite reconocer una zona de interesante tectónica por estar excavada en la curvatura de los haces de pliegues de la charnela del "arco astórico". La caliza de montaña con su robustez acostumbrada y consiguiente resistencia al plegamiento enmascara el desarrollo de esta flexión en la mitad N. de la garganta, pero mas al S. la dirección corta varios pliegues anticlinales en cuyos núcleos afloran las areniscas eifelien-ses y las pizarras versicolores y dolomías de La Piñera.

El accidente mas septentrional es el anticlinal de Porriman que atraviesa transversalmente el valle desde La Collada al caserío de Porriman. Es un anticlinal recto ligeramente vergente al N. que va precedido de una serie de pliegues accesorios de orden inferior en la caliza de montaña del flanco septentrional. A este pliegue sucede el sinclinal de Panizales cuya terminación periclinal se encuentra en esta aldea prolongándose hacia el SE. por la cota 569.

Cerca de La Puente, el valle corta el anticlinal complejo de El Pradiquín, elegante pliegue vergente ligeramente hacia el NW. como todos los anteriores; el valle de El Pradiquín afluente de La Foz, se ha excavado en el eje de este anticlinal descubriendo los detalles estructurales. Este conjunto de accidentes termina con la flexión de La Foz, cuyo flanco S. se hunde hacia el S. bajo las pizarras westfalienses de la cuenca de Riosa.

El valle de La Foz corta pues de N. a S. los siguientes pliegues:

1. Complejo de la caliza de montaña, de la mitad N. del valle.
2. Anticlinal de Porriman, con núcleo devónico.
3. Sinclinal de Panizales, en la caliza de montaña.
4. Anticlinal complejo de El Pradiquín, con núcleo devónico.
5. Flexión de La Puente.

Los anticlinales de Porrimán y de El Pradiquín constituyen en realidad la terminación SE. del gran anticlinorio de La Piñera, cuyos elementos hundiéndose sus ejes progresivamente hacia el SE. desaparecen bajo la caliza de montaña. Solo en los puntos optimos de dirección, afloran las capas devónicas en los ejes de anticlinales. El anticlinorio de La Piñera termina aquí bien modestamente al lado del importante desarrollo que tiene unos Kms. mas al W.

E) *El desarrollo espacial del plegamiento y tectónica comparada.*

La distribución de los afloramientos y de las estructuras, nos ilustra acerca de la distribución espacial de los accidentes tectónicos. De NW. a SE. desde el valle del Proaza al de La Foz se van encontrando cada vez materiales mas modernos con sus estructuras específicas: cuarcitas armoricanas extrusivas en Buanga, calizas devónicas jurasicoides en La Armada, pliegues de la caliza de montaña entre el Nalón y el Proaza, la amplia zona de disarmonía del anticlinorio de La Piñera y las pizarras westfalienses de la cuenca de Riosa. Esta disposición nos permite estudiar el desarrollo del plegamiento no solo en el plano sino también en profundidad.

Los ejes de los pliegues van dirigidos casi rigidamente de NE. a SW. en la mitad septentrional de la zona estudiada; tales son los arrumbamientos de las sierras de Armada y Buanga, Coruxera, Peñerudes, Peñavis y Tellego. En la mitad meridional se inicia una ligera torsión de los pliegues que culmina en el cuarto SW. de la zona estudiada, tomando los rumbos recta orientación N-S., como ocurre en el sinclinal de Teordia. En el SE. en cambio aparecen los arrumbamientos del Monsacro y de La Foz.

Esta anomalía se debe como ya hemos indicado a una disarmonía de primer orden provocada por la torsión del "arco astú-

rico”, puesto que el pliegue del Monsacro formado por la caliza de montaña, colocado entre las masas plásticas del anticlinario de La Piñera y del westfaliense de la cuenca de Riosa se ha deformado fuerte y disarmónicamente quedando en posición aberrante con respecto al regular trazado normal del plegamiento. La tectónica también disarmónica y extremadamente compleja en sus detalles del reborde meridional del anticlinorio de La Piñera es también función del mismo fenómeno, puesto que la caliza del Monsacro al situarse en su actual posición transversal con relación al plegamiento debió producir un conjunto de compresiones locales anómalas sobre el plástico paquete de pizarras devónicas. A la causa general (torsión del “arco astúrico”) hay que añadir la causa local (composición del Monsacro); la combinación de ambos produjo los efectos de tectónica diferencial que han quedado impresos en la estructura del anticlinorio de La Piñera.

Esta teoría es tanto mas conveniente a la explicación de esta estructura, cuanto que más al E. de la zona estudiada en la sierra de Mandorrón los arrumbamientos vuelven a ser normales y las calizas de montaña y aún el devónico llegan a cabalgar al westfaliense como ya indicamos en otra ocasión (LL-2) (LL-4); según las determinaciones paleontológicas de Jongmanns y Wagner (J-4) la cabalgadura llega al westfaliense D.

Los ejes de los pliegues se mantienen casi siempre a la misma altura de W. a E. Únicamente en las inmediaciones de la extrusión de San Andrés se ha producido una elevación muy local sin repercusión ostensible en los accidentes vecinos. Hacia el S. y hacia el SE. parece que existe en efecto, una auténtica depresión de los ejes pues es allí donde se desarrolla mas ampliamente los sinclinales westfalienses de Teordia y Andruas y la cuenca de Riosa que no son, en realidad, sino apófisis de la Cuenca Central asturiana.

Cuando consideramos el desarrollo del plegamiento en pro-

fundidad salta a la vista la existencia de cuatro zonas tectónicas con estilos propios, caracterizados por la existencia de materiales de resistencia distinta al plegamiento que da al conjunto un marcado carácter anisótropo; esta anisotropía petrográfica condiciones la generación de una tectónica en "Stockwerk" en la que pueden distinguirse cuatro zonas o pisos de estructuras que de abajo a arriba son las siguientes:

1. Zona inferior de "tectónica extrusiva" representada por los anticlinales perforantes de cuarcitas armoricanas.
2. Zona intermedia desarrollada en el devónico y que por sus diferencias plásticas ha de escindirse en dos regiones:
 - a) Región NW. desarrollada en las calizas, de pliegues generalmente laxos, de tendencias jurasicoides.
 - b) Región SE. desarrollada en la serie de facies "old red sandstone" con plegamiento disarmónico, extremadamente apretado y complejo.
3. Zona supramedia, de pliegues laxos, jurasicoides o en cascada, modelados en la caliza de montaña.
4. Zona superior, fuertemente disarmónica en general, de los sinclinales westfalienses y de la cuenca de Riosa.

Esta zonación de estructuras es tanto mas ostentible cuanto que las diferencias petrográficas entre los materiales de cada zona, son muy acusados. Por otra parte la tectónica en "stockwerk" es un rasgo común y enteramente normal a todas las zonas del centro de Asturias donde la cuenca sedimentaria ha sufrido pocos cambios desde el Arenig hasta el westfaliense ambos inclusive (LL-5).

La disección fluvial muy intensa en esta región ha favorecido evidentemente la exhumación de las estructuras; numerosos ciclos de erosión se han sucedido durante el terciario, degradando fuertemente el relieve que está netamente invertido como lo

acreditan los sinclinatorios suspendidos de Rocés, Monsacro y La Mostayal (LL-1).

Acusadas diferencias estructurales se registran pues, en la región NW. y en la SE. En esta última, la presencia de los elementos petrográficos plásticos del "old red sandstone" y la torsión del "arco astúrico" han determinado la generación de formas tectónicas que difieren profundamente de las normales en el plegamiento de esta región, representados por los pliegues del NW.

F) *Análisis tectónico. Escalas y jerarquías de elementos tectónicos.*

Ya hemos indicado en otros trabajos (LL-1) (LL-5) que los elementos tectónicos de la estructura herciniana no fueron representados en el mapa de Adaro (A-3) (A-4) donde solo aparecieron las grandes estructuras o formas tectónicas de primer orden; tampoco en el mapa de Almela y Ríos (A-5) se distinguen con claridad las estructuras a consecuencia de que el devónico ha sido representado con un solo color y lo propio se ha hecho con el westfaliense aun cuando figuren en este último algunas indicaciones petrográficas.

No obstante como las modificaciones estructurales generadas por los movimientos orogénicos alcanzan a todos los elementos de la corteza desde los grandes megaformas de los macizos montañosos hasta la intimidad de las texturas de las rocas, el análisis tectónico detallado nos revela una gama de formas tectónicas que forma parte importante de la estructura de la región y que en ocasiones son elementos preciosos para la clara comprensión de su historia tectónica.

En la zona estudiada por nosotros no pueden distinguirse megaformas o formas regionales, pues todo conjunto forma parte en realidad de un robusto haz de pliegues que limita por el NW. la Cuenca Central asturiana y por lo tanto se halla en el

límite de dos megaformas elementales de la montaña asturiana: la Cuenca Carbonífera y su aureola de pliegues.

a) *Las formas tectónicas de primer orden.*

Esta aureola de pliegues periféricos a la Cuenca Carbonífera asturiana está integrada por elementos de primer orden cuya existencia hemos ya indicado al iniciar el análisis regional; son los grandes elementos tectónicos que fueron representados en los mapas de Adaro y los que en realidad constituyen el cuerpo de la estructura. De NW. a SE. en la región estudiada aparecen los siguientes elementos de orden superior:

1. Anticlinorio del NW. integrado por las sierras de Armada y de Buanga en cuyo eje aparecen los anticlinales extrusivos de cuarcitas armoricanas de las sierras de Buanga y S. Andrés.
2. Sinclinorio central Nalón-Proaza, formado fundamentalmente por caliza de montaña en cuyo eje se establece el sinclinal de Tuñón-Proaza formado por pizarras westfalienses.
3. Anticlinorio de La Piñera que comporta los pliegues de Rocés y de La Mostayal, elementos ambos, de un seno sinclinal desarrollado en el eje del anticlinorio.
4. Plegamiento desarmonico del Monsacro y su prolongación por el borde septentrional de la Cuenca Central Asturiana.

El límite meridional de este último elemento de primer ord-microtectónicos y deformaciones texturales.

b) *Los elementos tectónicos.*

En otra ocasión hemos considerado como "elementos tectónicos" aquellos accidentes discernibles en los afloramientos, es decir a la escala humana. Su desarrollo estará pues compren-

dido entre pocos metros y mas de un centenar. Son los accidentes que aparecen en las canteras, en las trincheras de carreteras y ferrocarriles, en las profundas gargantas que cortan la estructura. Representan formas de Mesotectónica intermedias entre los accidentes de orden superior y los elementos microtectónicos y deformaciones textuales.

1. *Los principales tipos de pliegues.*

La diversidad petrográfica de la zona estudiada ha originado una gran variedad de estilos y tipos de elementos tectónicos, cuya génesis está siempre condicionada por la resistividad orogénica de las rocas en las que se modelan. La existencia de una tectónica en "stockwerk" nos ilustra ya acerca de la diversidad tectónica que debe comprender la estructura de esta región.

Pliegues armónicos jurasicoides.

El material mas apto para dar un plegamiento regular y armónico, es indudablemente la facies caliza cobleciense-eifeliense de la zona NW. Las hiladas de calizas y dolomías alternando con margas y pizarras, originan paquetes de sedimentos de plasticidad media y en conjunto de gran isotropía. Ello hace que sobre estos sedimentos se modelen pliegues muy regulares, rectos o isoclinales de ejes poco inclinados, como ocurre en la región del bajo Proaza, sierras de La Armada y Pazaranda donde la armonía preside la estructura.

Pliegues de la caliza de montaña.

También la caliza de montaña por su compacidad y resistencia al plegamiento, da pliegues laxos jurasicoides; no obstante localmente aparecen accidentes aberrantes como el complicado pliegue del Monsacro formado por un doble anticlinal-sinclinal de planos axiales sensiblemente verticales. La doble forma

anticlinal-sinclinal, mas sencilla, es muy frecuente en la caliza de montaña, tanto que bien podemos decir que es el elemento fundamental, especialmente en las zonas de potencias moderadas como la región que nos ocupa. En efecto es muy frecuente encontrar en los afloramientos, fajas o bandas de caliza de montaña que separan una zona devónica de otra de pizarras westfalienses; cuando los contactos son normales la "caliza griotte" sirve de límite entre el devónico y caliza de montaña; esta presenta siempre un doble pliegue anticlinal-sinclinal que en esencia sirve de una flexión apretada e inclinada en el sentido de la vergencia general. Este tipo de estructura es típico del plegamiento herciniana de la caliza de montaña y bien puede denominarse "estilo asturiano".

Pliegues disarmónicos.

En contraposición a los elementos armónicos ya indicados aparecen también marcadas disarmonías. Dejando a un lado el plegamiento de las pizarras westfalienses en relación con los "estratos tectónicos" inferiores, la disarmonía mas espectacular nos la ofrece la "caliza griotte", formada por bancos delgados, poco resistentes, colocados entre dos masas potentes y resistentes al plegamiento: las areniscas ferríferas del eifeliense y la caliza de montaña. En las vertientes occidentales del Monsacro, la erosión ha proporcionado un buen corte de estas capas conjuntamente plegadas; allí la disarmonía tiene gran desarrollo, apareciendo pliegues estrechos y rectos de mas de 15 m.

2. La tectónica interna del devónico.

Los pliegues devónicos tienen a menudo una estructura interna asaz compleja a consecuencia sobre todo de la heterogeneidad petrográfica de estas capas; en los núcleos de los elementos estructurales se desarrolla una "tectónica diferencial" integrada por pequeños elementos que aparecen a la escala del

afloramiento y aun más pequeña, en disarmonía con el accidente principal; los cortes de detalle del devónico, estudiados en zonas excepcionalmente favorables permiten apreciar este conjunto de accidentes de “pequeña tectónica”. En la carretera de Riosa, entre Santa Eulalia y las últimas casas de Morcín puede verse un conjunto de accidentes desarrollados en la terminación periclinal del anticlinorio de Morcín: son un conjun-

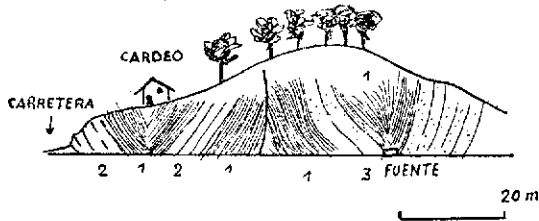


Fig 13.—Tectónica interna del Eifeliense medio en la carretera de Morcín a San Sebastián

- 1.—Pizarras abigarradas.
- 2.—Calizas grises.
- 3.—Areniscas amarillentas.

to de roturas derivadas de pliegues que en conjunto tienen aire sinclinal y se apoyan sobre las areniscas ferruginosas eifelienses en posición invertidas.

La facies “old res sandstone”, rica en episodios petrográficos de muy diversa cohesión es muy favorable para el desarrollo de esta clase de accidentes; en la carretera de Morcín a San Sebastián pueden estudiarse dislocaciones de este tipo. En esta tectónica son frecuentes los despegues y roturas entre materiales de diferente grado de plasticidad; en las inmediaciones de la aldea de San Sebastián, la carretera corta un paquete de areniscas y calizas en contacto mecánico con una serie de pizarras versicolores: la masa calizo-arcillosa mas compacta se ha deslizado sobre las pizarras arcillosas que le sirven de lubricante.

Otras veces las presiones y tracciones de los campos de

fuerzas desarrolladas en medio tan anisótropo, se manifiestan en la aparición de esquistoidad local, como puede verse en el barranco de La Vara, entre Morcín y San Sebastián, en la serie de pizarras negras y rojizas alternando con areniscas y calizas

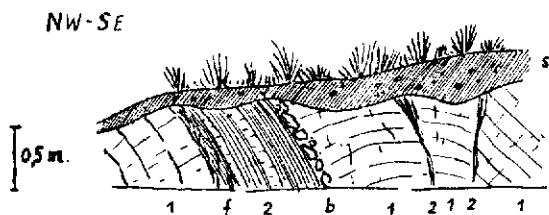


Fig. 14.—Tectónica interna del eifeliense superior en la trinchera del camino de Fuso a Cotomonteros, vertiente SW. de la Coruxera

- 1.—Areniscas ferruginosas.
- 2.—Pizarras azuladas y blancas.
- b. Brecha.
- f. Zona de filitización.

en capas muy delgadas, que forma el flanco inferior del despegue que se acaba de describir; la esquistosidad es transversal a la estratificación y está condicionada por los bancos delgados de areniscas y calizas muchos menos plásticos.

3. Los contactos diferenciales.

Una de las formas mas frecuentes en la región estudiada es el despegue de los contactos de series de estratos de plasticidad diferentes; es uno de los fenómenos que se acaban de describir, en pequeña escala, en la tectónica interna del devónico.

En efecto, aparte de los deslizamientos entre estratos de un mismo paquete propios de las presiones y tracciones internas de las masas pétreas en vía de plegamiento, aparecen siempre despegues en los contactos de paquetes de características petrográficas distintas; es el fenómeno que la escuela francesa ha descrito con el nombre de "decollement", tan frecuente en las zonas alpinas.

Estos despegues son sobretodo espectaculares en los con-

tactos entre la caliza de montaña y las pizarras westfalienses; el techo de la caliza ofrece una magnífica superficie de resbalamientos y la base de la serie de pizarras constituye un conjunto de plasticidad óptima para resbalar sobre el muro de caliza; a la salida de la garganta de La Foz, que limita por el N. la cuenca de Riosa puede verse uno de estos fenómenos entre la caliza de montaña y las pizarras westfalienses; también en

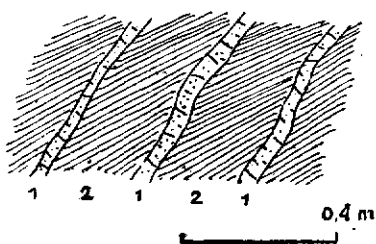


Fig. 15.—Esquistosidad transversal a la estratificación, desarrollada en la serie de pizarras abigarradas de San Sebastián (Morcín)

- 1.—Areniscas amarillentas.
- 2.—Pizarras abigarradas.

el largo sinclinal formado por un núcleo de pizarras y areniscas westfalienses y flancos de calizas de montaña que se extiende desde el valle del Nalón al de Proaza; todos estos despegues han sido representados como fallas en el esquema geológico de Almela y Ríos (A-5), siendo así que son en realidad fenómenos secundarios inherentes al plegamiento, que no tienen ninguna influencia en el normal desarrollo de la estratigrafía. Tam-

bién García Fuente (G-1) (G-2) sigue el mismo criterio en sus notas sobre Teverga y Proaza, pues ello es sin duda debido a la rapidez con que dichas observaciones han sido realizadas y a la falta de un meticuloso análisis de las estructuras.

Estos despegues son pues, verdaderos “contactos diferenciales” fruto de una tectónica diferencial perfectamente definida y constituyen un sello de neta originalidad y aun de toda Asturias, puesto que son accidentes normales en las estructuras hercinianas cantábricas.

4. *Las extrusiones.*

Las extrusiones fueron descritas por primera vez por Viennot (V-2) en los pliegues alpínicos de los Pirineos occidentales

y asimilados posteriormente a los mismos multitud de accidentes que habían sido interpretados de muy distintas maneras. Ashauer y Teichmüller, y Solé y Llopis (S-10) reconocieron estos accidentes en el paleozoico de la provincia de Gerona (A-8).

En la zona estudiada los contactos entre las cuarcitas armoricanas y el devónico superpuesto son siempre mecánicos; falta en dichos contactos, los materiales gothlandienses que aparecen un poco más al W. como se deduce de los trabajos de García-Fuente (G-1) (G-2), pero esto no es indicio del carácter tectónico del contacto, pues el gothlandiense parece desaparecer hacia el E. puesto que no se cita en los trabajos del centro y E. de Asturias y por otra parte en la zona oriental de Asturias la caliza viseense se apoya directamente sobre las cuarcitas armoricanas (M-5) (LL-2) (LL-5) (J-6). Las dislocaciones que ponen en contacto cuarcitas y devónico son bien claras en las trincheras del ferrocarril minero de Teverga entre Perlín y San Andrés y el carácter extrusivo de las cuarcitas es bien manifiesto. En San Andrés, en la zona situada, entre los dos puentes de la carretera, la trinchera del ferrocarril muestra un contacto entre la cuarcita y las dolomías coblencienses, que puede parecer normal al primer vistazo; no obstante no cabe duda que se trata de la bóveda del anticlinal extrusivo de cuarcitas que roza, sin alterarlas tectónicamente, las dolomías coblencienses, con laminación de la base del devónico.

G). *Vergencias y estilos tectónicos.*

El análisis tectónico que precede permite obtener algunas conclusiones concernientes a las vergencias y estilos tectónicos.

En general, en todo el conjunto plegado hay una reiterada tendencia a verger hacia el NW., especialmente en la zona central de la parte estudiada. Los elementos del corte II, son notablemente vergente al SE. En la mayor parte de los cortes se observa un notable cabeceo de los planos axiales de los pliegues, pero ello no logra enmascarar la vergencia dominante ha-

cia el NW. En la zona de Santa Agueda (corte III) y de Sierrra (corte IV) hay pliegues marcadamente vergentes al SE. En el Monsacro las localizas de montaña se pliegan de manera anómala, vergiendo al SE. y aun en El Valle (Siones) (corte IX) tienen carácter extrusivo, divergiendo netamente y cabalgando fugazmente sobre las pizarras westfalienses.

En general pues, las vergencias se dirigen al NW. pero hay una marcada tendencia a la disarmonía, provocada probablemente, tanto por la anisotropía tectónica de los paquetes de materiales plegados como por la posición del conjunto de los haces de pliegues dentro del plegamiento general de los Hercinides astúricos. En efecto, si observamos las vergencias generales de los Astúrides, vemos que estas se dirigen hacia el interior del arco astúrico, especialmente en la región occidental (entre Grado y el Eo), mientras que las de la región de La Mostayal-Aramo, vergen hacia el exterior de este arco. Esta convergencia de los sistemas de pliegues asturianos plantean problemas tectónicos que no pueden resolverse en el estrecho marco de este estudio, pero que se comentarán en el capítulo de Tectogénesis.

La anisotropía tectónica de los materiales plegados, tiene también una decisiva influencia en las vergencias y sobre todo en los estilos tectónicos, hasta el punto de que cada sistema estratigráfico tiene un estilo propio y en su conjunto aparece una tectónica en "Stockwerk", que ya hemos descrito en otras ocasiones y que caracteriza el tipo de plegamiento de los Astúrides; en efecto, mientras el substrato visible formado por las cuarcitas armoricanas tiene un estilo extrusivo, el conjunto devónico se pliega en general en estilo jurásico o isoclinal, mientras las calizas de montaña, aunque plegadas en estilo jurásico o jurasicoide, muestran frecuentemente el doble pliegue anticlinorio-sinclinorio, derivado de un pliegue monoclinial, tan característico de la caliza de montaña, que ya hemos dicho bien puede ser denominado "estilo astúrico".

En su conjunto aparecen pues una serie de pisos de estilos tectónicos, que forman la típica estructura en "stockwerk" y que de abajo a arriba son los siguientes:

1. Estilo extrusivo, desarrollo en las cuarcitas armoricanas.
2. Estilos jurásico e isoclinal propio del conjunto devónico.
3. Estilo disarmónico en las calizas viseenses, especialmente desarrollado en la base del Monsacro.
4. Estilos jurasicoides y "astórico" de las calizas de montaña.
5. Estilo isoclinal apretado en las pizarras westfalienses.

El conjunto de estos estilos tectónicos revela que este fragmento de los Astúrides forma parte de un país de plegamiento de tipo alpino, en todo comparable a la estructura de los Pirineos terciarios o de la zona subalpina de los Alpes.

H) *Los accidentes alpidicos.*

La tectónica herciniana está casi intacta; los accidentes alpidicos que en otras regiones de Asturias (LL-5) (LL-3) trituran, a veces, totalmente la tectónica herciniana, enmascarando su desarrollo espacial, están representados aquí, únicamente por algunas roturas, que apenas rompen la neta continuidad de los accidentes hercinianos.

a) *El accidente de La Manjoya y sus satélites.*

En la zona NE. de la región, se encuentran un pequeño grupo de accidentes alpidicos de los cuales el más importante es la falla de La Manjoya. Se trata de una rotura, bien visible al N. de Ferreros y en especial en la trinchera y tunel del ferrocarril de Gijón a Madrid, que pone en contacto los pliegues de la vertiente meridional de Peñavis (eifeliense C, caliza de

montaña) con el aptiense. A lo largo de la trinchera del ferrocarril, desde el Km. 133 hasta el tunel, puede verse el westfaliense subvertical, arrasado, cubierto en discordancia por las calizas, arenas y arcillas aptienses. El aptiense buzando ligeramente al NW. choca bruscamente, en la entrada del tunel con la caliza de montaña y con el eifeliense.

Actualmente la falla solo es deducible por la posición de

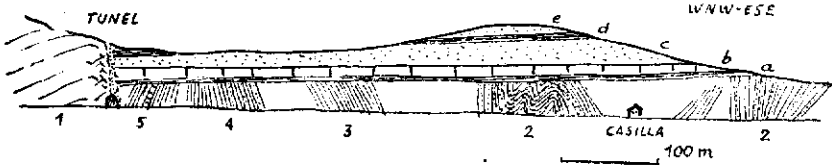


Fig. 16.—Contacto del cretácico con el carbonífero en La Manjoya Carbonífero. 1. Caliza de montaña. 2. Areniscas micáceas amarillentas. 3. Pizarras negras. 4. Areniscas y pizarras negras. 5. Calizas grises delgadas Cretácico. Aptiense a. (3 m.) Arenas amarillentas. b. (5 m.) calizas grises. c. (15-20 m.) Arenas amarillentas. d. (5-6 m.) arcillas. e. Arenas amarillentas.

ambas formaciones, pero en 1949 y 50, cuando se comenzaron estas investigaciones, se estaba iniciando el revestimiento del tunel y eran visibles 2 m. de brechita formada por elementos de ambas formaciones, asi como las diaclasas satélites y brechificación del aptiense. En dichas obras del tunel debieron de existir serios problemas, toda vez que la perforación se hizo a lo largo del plano de falla. El salto de la falla en el tunel es del orden de los 200 m. y su dirección N10E.

Al otro lado del Nalón, al SW. de Castañedo aparece la continuación del accidente, cortando los pliegues hercinianos del cerro Aguda. Otras dislocaciones satélites de orientación N-S y N 10 W. aparecen en la carretera de Peñerudes, cortando la zona de contacto eifeliense-caliza de montaña, pero son pequeñas fracturas de poco salto, sin influencia alguna en la estructura.

b) *Las fallas de la zona meridional.*

El otro conjunto de accidentes alpídicos se encuentra en el borde S. y SE. de la zona estudiada; el contacto de las calizas del Aramo con el devónico de La Piñera es una larga falla de mas de 1000 m. de salto, orientada N10-20E., es decir sensiblemente paralela a la de La Manjoya, con desarrollo de dovelas accesorias como la de La Vera; el labio hundido de esta falla es el macizo de La Mostayal, aunque la denudación invirtiendo el relieve, haya dado la hegemonía topográfica al labio hundido; la época de la denudación es algo antiguo, tal vez pliocena, puesto que sobre el labio elevado, formado por devónico morfológicamente mas plástico se modeló la penillanura parcial de 600 m. (LL-1) probablemente pliocena.

El contacto del devónico de la Piñera con las capas westfaliense de la cuenca de Riosa, que se encuentra en las vertientes NW. del Cordal Largo es también una falla de dirección N30-35E., que forma parte de un sistema de fracturas ortogonales que originan cuñas de westfaliense dentro del devónico; el contacto de las calizas del Monsacro con el westfaliense del Cordal Largo es una falla N40W., del sistema ortogonal.

Otros pequeños elementos aislados de este mismo sistema, aparecen en el barranco del Pozón, al S. de Santa Eulalia, entre el Nalón y el río de La Foz y entre Las Carangas y Cotomonteros al NE. de Tuñón.

Sobre la edad terciaria de estos accidentes no parece que puedan haber dudas, puesto que no solo son netamente renegados en relación con las alineaciones hercinianas, sino que en La Manjoya cortan el cretácico y su prolongación hacia el N., les permite juntarse con las roturas de fallas del Naranco que cortan también al ludiense-sanoisiense (LL-10). Estas circunstancias permiten aceptar la edad alpídica de todas las fallas de tipo germánico que cortan las alineaciones hercinianas de Asturias; mientras no aparezcan pruebas en contra.

I.) *Las diaclasas.*

Las zonas de materiales de cierta rigidez del plegamiento como las cuarcitas y las calizas de montaña son ricas en sistemas de diaclasas limpias y constantes que permiten un estudio meticuroso. En el resto de las formaciones, devónico y pizarras westfalienses, son menos claros. En especial las calizas de montaña permiten una observación muy meticurosa.

En las calizas de Peñavis, cerca de Fuso, pueden reconocerse dos grandes conjuntos de diaclasas:

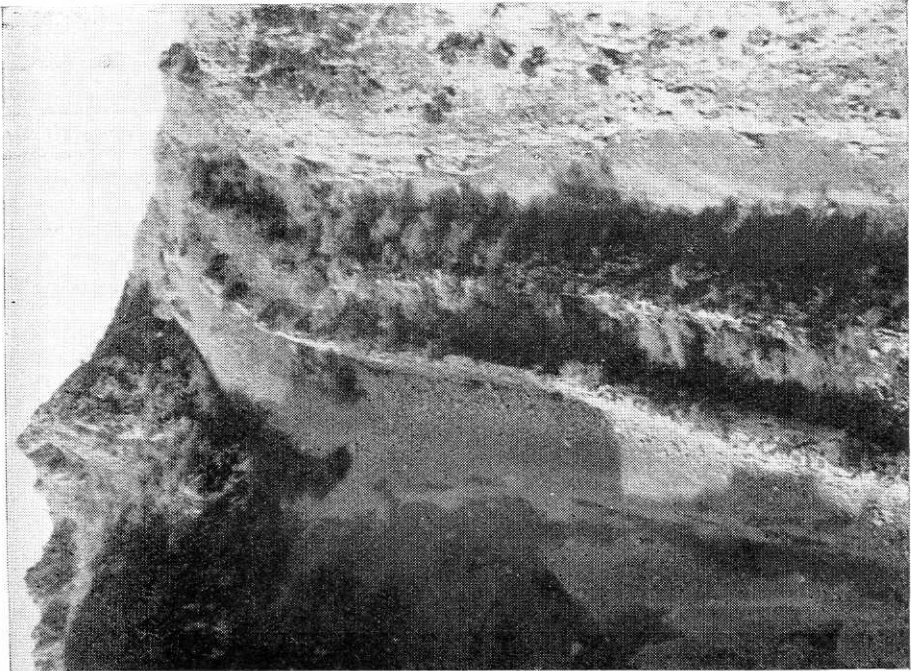
1. Leptoclasas, muy apretadas de formas y direcciones aberrantes, muchas veces fracturadas, siendo entonces microfallas de 2 a 5 cm. de salto, casi siempre tienen rellenos de calcita blanca. Son frecuentes las formas "plumosas" y de "desgarre".
2. Diaclasas, bien definidas, con grandes intervalos (de 0,5 a 1 m.) constituyendo cuatro sistemas:
 - N-S. horizontal o inclinado 10.°E.
 - W20N., vertical.
 - NW-SE. vertical o inclinado 70-80E. o 80 W., con variaciones N40W y aún N30W.
 - E40N. vertical o inclinado 70-80 W. con tendencia a variar hacia el NE.

Esas diaclasas están a menudo, cortadas por las leptoclasas anteriores, especialmente por los sistemas de desgarre.

Los grandes sistemas de diaclasas 2) deben de interpretarse como los sistemas longitudinal (N-S) y transversal (W20N) y en aspa (NW-SE y E40N) primitivos de las calizas de montaña, como parece corroborado su posición con respecto a la estratificación, especialmente la del sistema N-S, horizontal, cuando las capas están verticales y ligeramente inclinadas en los buzamientos de 70-80°, es decir, ortogonal a la estratificación. Por



Caliza de montaña en el Barranco de las Xanas. Nivel medio de calizas listadas con microstratificación.



Uno de los anticlinales del Barranco de las Xanas. Charnela de calizas viseenses y areniscas del eifeliense C.

otra parte las leptoclasas de desgarre, cortan estos sistemas lo que acredita por tanto su origen posterior.

Todo hace suponer, pues, que las diaclasas 2) fueran las primitivas de la caliza de montaña, anteriores al plegamiento y originadas por una fase premonitoria, mientras que las leptoclasas 1) son accidentes estrechamente ligados al plegamiento

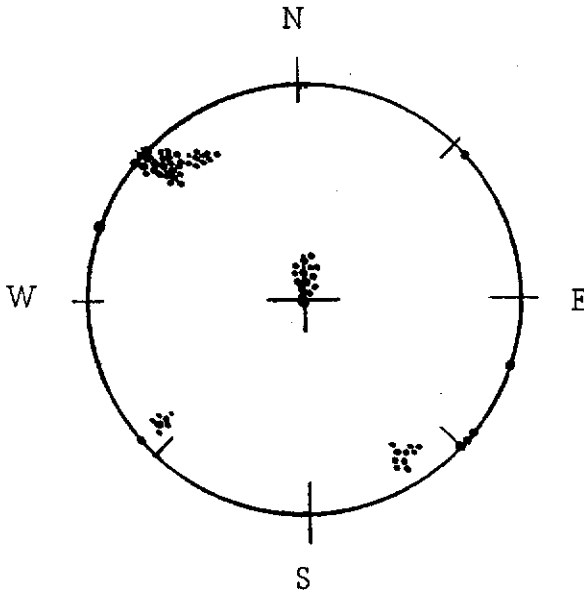


Fig. 17.—Proyección estereográfica de los sistemas de diaclasas de las calizas de montaña de Peñavis (Fuso)

Las calizas son verticales o subverticales y están orientadas entre E 20 N. y E 40 N.

accidentes sincinemáticos, que cortan a los sistemas previamente formados.

Ambos grupos de diaclasas según esto, son de edad hechi-niana.

No aparecen huellas de otros sistemas más modernos, lo que plantea el problema de la influencia que las fuerzas alpídicas tuvieron sobre estos materiales; es posible que las líneas de

falla alpídicas se hayan establecido sobre estos antiguos sistemas de diaclasas, como parece corroborarlo la coincidencia de

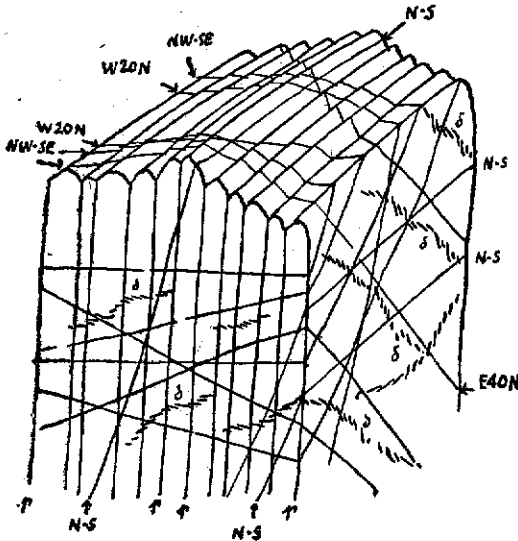


Fig. 18.—Sistemas de diaclasas en la caliza de montaña

- d. Sistemas aberrantes, de desgarre.
- p. Planos de estratificación.

direcciones entre el sistema dominante NW-SE y el haz de fallas alpídicas del mismo rumbo. En cambio las mallas más importantes, de dirección N-S y N10-20E., no coinciden con los sistemas hercinianos toda vez que las diaclasas N-S. son horizontales o subhorizontales.

Parece, pues, como si la tectónica germánica de edad alpídica, hubiese utilizado aquellos accidentes hercinianos cuyas

direcciones se prestaban a un rejuvenecimiento cinemático, ante los esfuerzos alpídicos, como ocurrió con el sistema NW-SE; en cambio las fallas N-S, son formas neoformadas, renegadas con las diaclasas hercinianas de la misma orientación (sistema N-S, horizontal o subhorizontal).

IV.—TECTOGENESIS Y FASES OROGENICAS

Del estudio de las características tectónicas que acabamos de hacer podemos extraer los datos necesarios para hacer un intento de ensayo tectogénico. La región es excesivamente reducida, para no tener que extenderse por campos más amplios;

de aquí que las ideas que siguen puedan hacerse extensivas a todo el centro de Asturias y han sido elaboradas con otros datos obtenidos en áreas no pertenecientes a esta zona.

A) *Las fases orogénicas y las sinorogenias hercinianas.*

El contacto más antiguo que aparece en esta región es el de las cuarcitas armoricanas con el devónico; pero este contacto no es normal en ninguno de los afloramientos reconocidos; ya hemos dicho que en el valle del río de Proaza, los anticlinales de cuarcitas armoricanas son extrusivos y en discordancia mecánica con el devónico; no obstante, al N. de Asturias, entre Gijón y Avilés y en Grado (Peñaflor), el devónico se apoya normalmente sobre el silúrico; en Peñaflor entre la base del devónico y el techo de cuarcita armoricana, hay una hilada de 40-50 m. de pizarras negras o negroides en lajas, a veces ampelíticas que pueden equivaler a las pizarras del Llandeilo o pizarras de Luarca, considerablemente reducidas de potencia. Tampoco se conoce con precisión la cronología de las capas inferiores del devónico, si aceptamos con otros autores (A-4) (B-1) su edad gedinense, aparece entonces una laguna estratigráfica Llandeilo medio-gediniense provocada por una sinorogenia de edad caledoniana, pero indiscutiblemente anterior a la fase tectónica, desarrollada entre el Asghilliense y el Llandovery, que revela la generación de un amplio geoanticlinal que se iniciaría en la zona central de Asturias, elevándose progresivamente hacia el E. mientras la zona occidental (al W. del paralelo de La Espina), continuó siendo cuenca de sedimentación durante todo el ordoviciense. Existe pues en Asturias una sinorogenia sárdico-érica que deformaría progresivamente el zócalo de la cuenca sedimentaria asturiana, mientras en el norte de Europa, tenían lugar las fases tacónicas, ardénica y érica del plegamiento caledoniano.

Durante el devónico continúan en el centro y norte de Eu-

ropa los movimientos orogénicos, neocalcedónicos y paleohercinianos, pero no parecen haber afectado a Asturias, puesto que las secuencias sedimentarias devónicas no revelan perturbaciones notables en el desarrollo litogenético. Únicamente aparecen alternancias de litofacies marinas y paracontinentales que acreditan ligeras oscilaciones epirogenéticas del zócalo de la cuenca de sedimentación; estas oscilaciones culminan en el eifeliense B, con un movimiento epirogenético positivo, que elevando el zócalo de la cuenca origina la regresión del eifeliense C; con el depósito de las areniscas ferruginosas (areniscas del Naranco) superiores; la cuenca sedimentaria retrocedió entonces hacia el NE. quedando reducida a una estrecha zona entre Avilés y Gijón. Este movimiento revela por lo tanto una nueva sinorogenia que coincide aproximadamente con la fase devónica del plegamiento paleoherciniano, pero indudablemente le precede en algunos siglos geológicos.

Al depositarse las primeras capas viseenses, el eifeliense C, formaba el zócalo de la cuenca de sedimentación; he aquí la concordancia de dicho eifeliense C con el viseense, que puede verse muy bien en todo el reborde NW. de La Mostayal; esta concordancia implica pues la laguna estratigráfica eifeliense C-viseense producida por la sinorogenia "devónica media". La sedimentación viseense se continúa en el namuriense con el depósito de la caliza de montaña sin solución aparente, de continuidad. Tampoco se percibe discontinuidad entre la caliza de montaña y las pizarras y areniscas westfalienses, aunque en realidad no conocemos la edad precisa de estas pizarras ni tampoco la exacta posición estratigráfica del techo de la caliza de montaña; no puede por lo tanto asegurarse que no esté representada en esta masa de sedimentos, alguna sinorogenia correspondiente a alguna de las fases orogénicas desde la bretónica a la érica.

Al terminar el westfaliense, aparece la fase orogénica más antigua que puede reconocerse en Asturias; la fase astúrica, correspondiente del plegamiento herciniano principal de Astu-

rias y autora de la estructura de plegamiento de las sierras de La Coruxeda, La Mostayal y Monsacro; en nuestra zona no es

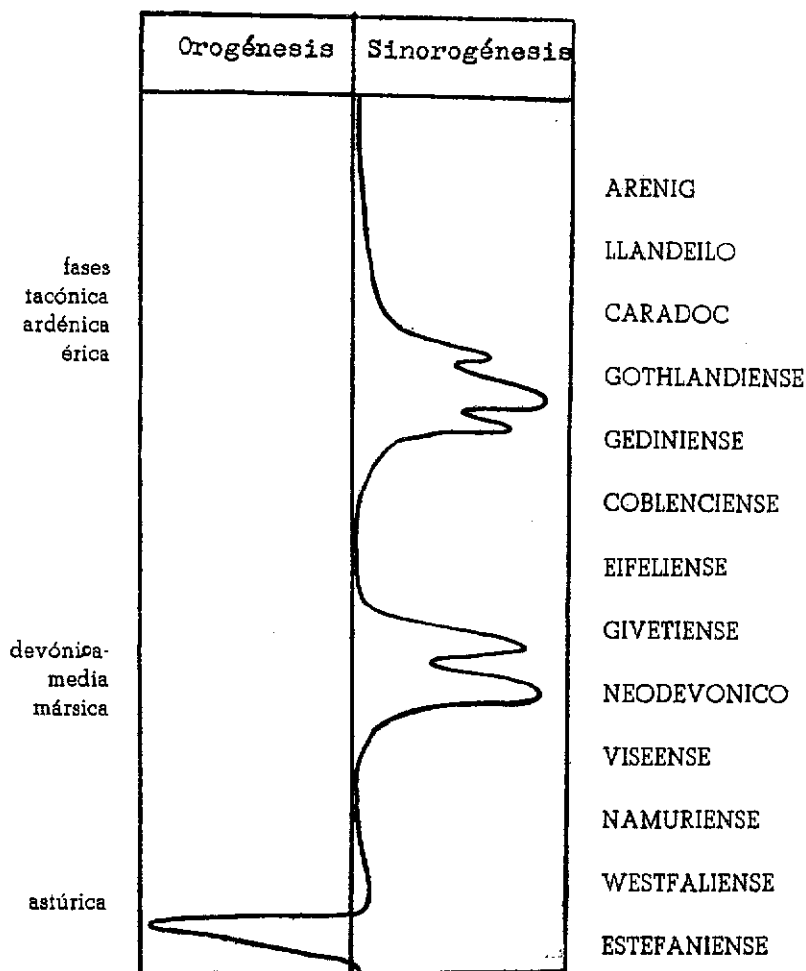


Fig. 19.—Orogénesis y sinorogénesis paleozoicas en Asturias entre el silúrico y el estefaniense

posible datar exactamente el momento de plegamiento astúrico; Wagner en Palencia (W-2) la sitúa entre el estefaniense A y el

B, contra el criterio clásico que la colocaba entre el westfaliense D y el estefaniense A.

En resumen, pues, la historia tectónica herciniana de nuestra región puede sintetizarse en las siguientes fases:

1. Litogénesis de las cuarcitas armoricanas y de las pizarras de Luarca (Arenig-Llandeillo).
2. Sinorogenia tacónica-érica que aborta la litogénesis del Llandeillo por epirogénesis positiva responsable de la laguna Llandeillo-gediniense.
3. Epirogénesis negativa pre-gediniense.
4. Sinorogenia "devónica-media"-mársica, que origina la regresión del eifeliense C y la emersión del territorio en el devónico superior.
5. Epirogénesis negativa pre-viseense.
6. Litogénesis viseense-namur-westfaliense.
7. Orogénesis astúrica.

Del análisis de esta larga evolución paleográfica pueden deducirse dos conclusiones de importancia general:

1.ª Que desde el Arenig al westfaliense inclusive, solo amplias deformaciones epirogenéticas perturbaron la sedimentación de la cuenca asturiana y que por tanto los plegamientos caledonianos no afectaron estos materiales.

2.ª Que los momentos de epirogénesis positivas con generación de geoanticlinales coinciden con las fases orogénicas caledónicas y hercinianas de Europa central y septentrional, mientras que las epirogénesis negativas, corresponden a los momentos tectónicos de aquellas regiones.

B) *La orogénesis alpídica.*

Desde la orogénesis Astúrica el territorio permaneció emergido y sometido a la ablación hasta el trias, en cuyo momento la cuenca pirenaica alcanza el paralelo de Avilés. De todos

modos la litogénesis mesozoica no llegó a esta zona hasta el aptiense como parecen acreditarlo los sedimentos de La Manjoya.

La orogénesis alpídica de Asturias y por tanto de esta zona, es una orogénesis de antepaís. Material hemicratógeno rodeaba a la cuenca pirenaica en el momento del plegamiento. El macizo asturiano sometido a compresiones y distorsiones se rompe y fractura originando los accidentes de estilo germánico ya descritos.

La posición cronológica de estos accidentes debe de situarse con toda probabilidad más allá del sanoisiense, puesto que en la cuenca de Oviedo las fallas del mismo estilo cortan a las capas supraludienses, probablemente senoisienses. En otros trabajos hemos asignado edad sávica o mejor antillica a la tectónica germánica de Asturias (LL-2) y LL-10) criterio que seguimos manteniendo.

RESUMEN Y CONCLUSIONES

Los materiales más antiguos de la región son las cuarcitas armorianas que afloran en los ejes de los anticlinales extrusivos. Estas cuarcitas sirvieron de zócalo a la cuenca de sedimentación devónica, tal vez, después de un fugaz depósito de ampe-litos gotblandienses. Las capas devónicas comprenden desde el gediense al eifeliense C; durante el cobleciense-eifeliense B un cambio lateral de facies aparece muy claro de NW. a SE., pasándose de un régimen netamente nerítico en el NW. a un dominio paracontinental en el SE. La sedimentación carbonífera comenzó en el viseense, después de un largo período de emersión que comprendió desde el eifeliense C al viseense medio. Un régimen nerítico-litoral se impone entre el viseense y el westfaliense, durante el cual se deposita la caliza de montaña; sigue a esta el régimen parálico del westfaliense.

Este conjunto de materiales fueron plegados durante la orogenia astúrica después de una larga preparación epirogenética

que en realidad comienza ya en el cámbrico; las fases de plegamiento caledonianas y hercianas pre-astúricas del N. de Europa están representadas aquí por sinorogénias responsables de las lagunas estratigráficas, silúrico-gedinense, eifelense C-visense. La principal fase de plegamiento fué la astúrica, que en esta zona debe de continuar situándose entre el westfaliense C y el estefaniense A.

El plegamiento originó un conjunto de pliegues en stockwerck

1. Extrusiones en la cuarcita armoricana; 2. Pliegues jurasicoideos con compleja tectónica específica, en el conjunto devónico; 3. Capa de pliegues disarmónicos del visense; 4. Estilo "asturiano" en la caliza de montaña (doble pliegue acostado e inclinado, anticlinal-sinclinal); 4. Tectónica disarmónica en las pizarras westfaliense.

Las vergencias tienden a dirigirse hacia el W., es decir hacia el exterior del "arco astúrico" lo que plantea el problema del antepaís del plegamiento, puesto que son generales en los Hercinides astúricos, las vergencias hacia el interior del arco.

La tectónica alpídica ha tenido poca influencia en la estructura del conjunto de la región. Solo algunas zonas como La Manjosa, han sido afectadas por fallas de edad probablemente post-sanoisiense, que ponen el contacto del paleozoico con el aptiense.

R É S U M É

Les roches les plus anciennes de la région sont les quartzites armoricaines qui affleurent dans les axes des anticlinaux extrusiis. Elles ont été le socle du bassin de sédimentation devonien, peut être après un mince dépôt de schistes gothlandiens. La devonien comprend des couches qui vont du gedinien jusqu'à l'eifélien C; pendant le coblencien-eifélien on remarque un changement de facies, d'un régime néritique développé dans le NW. à un domaine paracontinental qu'on trouve au SE. La sédimentation carbonifère a commencé au viséen après une longue période d'émergence qui comprend depuis l'eifélien C jusqu'au viséen. Un régime néritique-litoral s'impose entre le viséen et le west-

phalien, pendant lequel se dépose le calcaire de montagne; ensuite apparaît le régime paralique du westphalien.

L'ensemble des matériaux a été plissé pendant l'orogénie asturienne, après une longue préparation épirogénétique qui, en réalité, commence déjà dans le cambrien. Les phases de plissement calédoniennes et hercyniennes pré-asturique du N. de l'Europe, sont représentées en Asturies par des sinorogénies responsables des lacunes stratigraphiques siluro-gédonienne, eifelien C-viséen.

La principale phase de plissement a été l'asturienne, qui doit être placée dans cette région entre le westphalien C et le stéphanien A.

Le plissement a donné lieu à un ensemble de plis en stokwerck: 1. Extrusions dans les quartzites armoricaines; 2. Plis jurassicoïdes dans le devonien, avec un complexe tectonique différentiel interne; 3. Couche de plis disharmoniques du viséen; 4. Style "asturien" dans le calcaire de montagne (double pli serré et incliné, anticlinal-synclinal); 5. Tectonique disharmonique dans les schistes westphaliens.

Les déversements ont tendance à se diriger vers l'W. C'est à dire, vers l'extérieur de l'"arc asturien" ce qui pose le problème de la position de l'avant-pays, car les déversements dans les Hercynides asturiennes sont, en général, vers l'intérieur de l'arc.

La tectonique alpidique a eu peu d'influence dans la structure de l'ensemble de la région. Uniquement certaines zones comme celle de La Manjoya ont été affectées par des failles d'âge probable post-sanoïssienne qui mettent en contact le paléozoïque avec l'aptien.

S U M M A R Y

The most ancient materials of the region are the Armorican Quartzites which crop out in the axes of anticlinal extrusions. These quartzites served as a socle for the basins of Devonian silt, perhaps after abtemporary deposit of Gothlandian ampelites. The Devonian measures comprise from the Gedinian to the

Eifelian C; in the Coblensian-Eifelian B a lateral change of facies is very evident from NW. to SE., changing from a purely neritic system in the NW. to a paracontinental region in the SE. The carboniferous sedimentations began in the visean, after a long period of immersion which lasted the Eifelian C until the mid- visean period. A neritico-littoral system intervenes between the visean and the Westphalian, during which the mountain limestone is deposited; this is followed by the parallel system of the Westphalian system.

This collection of materials was folded during the Asturian orogenesis after a long epirogenetic preparation which in reality is already baginning in the Cambrian; the phases of Caledonian and Hercinian (pre-Asturian) folding of the N. of Europe are represented here by synorogeneses responsible for paraconformities silurico-gedinian, Eifelian C, and C-visean.

The principal phase of folding was the Asturian, which in this belt must still be regarded as between the Westphalian C and the Stephanian A.

The folding caused a juxtaposition of folds in stockwerk:

1. Extrusions in the Armorican quartzite; 2. Jurassicoid folds with complex specific structure, in the Devonian mass; 3. Disharmonic folds of the visean period; 4. "Asturian" style in the mountain limestone (a sloping double fold, anti-cline-syncline, 4. Irregular structure in the slate, Westphalian.

The slopes tend to be directed towards the W., that is to say towards the outside of the "Asturian arc", which poses the problem of the foreland because the slopes in the asturian hercynian mountains tend, in general, towards the inside of the arc.

Alpine tectonic has little influence on the structure of the region. Only certain areas like La Manjoya have been affected by faults probably of post-Sanoisian date, which make a contact between the Paleozoic and the Aptian.

BIBLIOGRAFIA

A

1. ABELLA Y CASARIEGO, E.: Datos topográfico-geológicos del Concejo de Teverga. Bol. Com. Map. Geol. Esp., tom. IV, págs. 251-256; I lám. Madrid, 1877.
2. ADARO, L.: Noticias sobre Quirós (Asturias). Rev. Minera, t. XXXV, Madrid, 1884.
3. ADARO, L.: Atlas del estudio estratigráfico de la cuenca central de Asturias. Inst. Geol. Min. Esp., IX láms. Madrid, 1926.
4. ADARO, L., Y JUNQUERA, G.: Criaderos de Hierro de Asturias. Mem. Inst. Geol. Min. Esp., 2 vol., XVI; 676 págs., X láms. Madrid, 1916.
5. ALMELA, A., Y RIOS, J. M.: Datos para el conocimiento de la Geología asturiana. (Valles de Riosa y Proaza). Bol. Inst. Geol. Min. Esp., t. LXV, 5 fots., II láms. Madrid, 1953.
6. ANONIMO: La cuenca central hullera asturiana. Direc. Gen. Min. y Comb., Temas profesionales n. 7, 1 vol., 46 págs. XVI láms. Madrid, 1944.
7. ASSELBERGHS, E.: L'éodevonien d'Ardenne et des Régions voisines. Mem. de l'Institut Géol. Univ. Louvain, t. XIV, 598 págs., 121 figs., X láms. Louvain, 1946.
8. ASAHUER, H., Y TEICHMULLER, R.: Die variscische und alpidische Gebirgsbildung Kataloniens. Abh. Gess. Gottingen. Math. Phys. Klass. 3 F., H. 16. 79 págs. 7 láms. 48 figs. Berlin, 1935.

B

1. BARROIS, CH.: Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galicie. Mem. Soc. Geol. d. Nord., vol. II, n. 1, 630 págs., XX láms. Lille, 1882.
2. BARROIS, CH.: El mármol amigdaloides de los Pirineos Cantábricos. Bol. Inst. Geol. Min. Esp., t. VIII, págs. 131-155, II láms. Madrid, 1881.

3. BARROIS, CH.: Sur le calcaire carbonifère du Nord de l'Espagne. Ass. Fran. pour l'avan. scien. C. R. X session. 1881.
4. BARROIS, CH.: Nota acerca del sistema devoniano de la prov. de León. Bol. Inst. Geol. Min. Esp., t. VI, págs. 91-95. Madrid, 1879.

C

1. CARBONELL Y TRILLO-FIGUEROA, A.: La plegadura hercíniana. Ibérica, vol. XXVI, n. 634, págs. 13-14. Barcelona, 1926.
2. CARBONELL Y TRILLO-FIGUEROA, A.: Nuevas ideas sobre la tectónica Ibérica. Asc. Esp. Prog. Cien., T. VI Ciencias Naturales, págs. 229-234. Madrid, 1928.
3. COMTE, P.: Les facies du devonien dans la Cordillière Cantabrique. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 206, pág. 1496, Paris, 1938.
4. COMTE, P.: La tectonique des terrains antestephaniens de la Cordillière Cantabrique dans le Nord de León. C. R. Ac. Paris, t. 208, pág. 1660, 1939.
5. COMTE, P.: Sur les couches intermédiaires entre le silurien et le dévonien dans les Asturies. C. R. Ac. Sc., t. 198, pág. 1164. Paris, 1934.
6. COMTE, P.: Sur le Gedinien de la Chaîne cantabrique. C. R. Soc. Geol. France, n. 11, pág. 154, 1937.
7. COMTE, P.: La serie Devonien de Leon. C. R. Ac. Sc., t. 202, pág. 337. Paris, 1936.
8. COMTE, P.: Brachiopodes dévoniens des gisements de Ferroñes (Asturias) et de Sabera (Lein). Ann. de Paleont. t. XXVII, 50 págs., IV láms. Paris, 1938.
9. COMTE, P.: La structure du bord sud de la Cordillière Cantabrique en León et le mouvements orogéniques qu'elle révèle. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 208, pág. 2008. Paris, 1939.
10. CUETO RUI-DIAZ, E.: Orografía y geología tectónica del país cántabro-astúrico. Bol. Inst. Geol. Min. Esp., t. XLVII, VII de la 3.ª se., págs. 7-111, 21 figs., 1 map. Madrid, 1926.
11. CAYEUX, L.: Les roches sedimentaires de France. Roches carbonatées. Paris, 1935.

D

1. DAHMER: Zwei Spiriferen aus dem Paleozoikum Nordspaniens. Z. deutsche Geol. Gessell. S. 268. Berlín, 1937.
2. DELEPINE, G.: Les faunes marines du Carbonifère des Asturies (Espagne). Mem. Ac. Sc. Inst. France, t. 66, 122 págs., VI láms. Paris, 1943.
3. DELEPINE, G.: Sur l'extension des mers paléozoïques en Asturies. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 195, pág. 1401. Paris, -932.

4. DELEPINE, G.: L'âge des grès du Naranco. C. R. Ac. Sc., t. 187, pág. 239, 1928.
5. DELEPINE, G.: Sur la présence de la faune givetienne en Asturies. C.R. Soc. Geol. France, pág. 204. París, 1932.
6. DELEPINE, G., Y LLOPIS LLADO, N.: Nouvelle faune carbonifère à Latores (Asturies-Espagne). C. R. Soc. Geol. France, n. 8 sc. 23 avril, 2 págs. París, 1956.
7. DEMAY, A.: Contribution à la synthèse de la chaîne hercynienne en Europe. I Parte: Rev. Geogr. Phys., 7, 3, 1934. II Parte: Bull. Soc. Geol. France (5) IV, págs. 311-345, 2 figs., París, 1934.
8. DISTRITIO MINERO DE OVIEDO: Min. Metalurg. n. 95, págs. 26-30, 1949. Min Metalurg. n. 107, págs. 27-31, 1950. Min Metalurg. n. 119, págs. 18-20. Madrid, 1951.
9. DORY Y DE VILLERS A.: Disertación sobre las minas del Aramo. Rev. Min., Madrid, 1893.
10. DORY Y DE VILLERS, A.: Las antiguas minas de cobre y cobalto del Aramo, descubiertas por el ingeniero Sr. Van Straalen. Rev. Min. Metal. Ing., ser. C XI (XLIV), págs. 333-337, 362-365, láms., 5, 6 y 7. Madrid, 1893.
11. DORY Y DE VILLERS, A.: Les mines préhistoriques de l'Aramo (Asutires). Rev. Univ. des Min. y en Soc: Ingen. Ecol. Ind. et Min. de Hainaut.
12. DORY Y DE VILLERS, A.: Les mines de l'Aramo au point de vue industriel. Rev. Univ. Min. y en Soc. Ing. Ecol. Ind. Min. hainaut.
13. DORY Y DE VILLERS, A.: Le mercure dans les Asturies. Rev. Univ. Min. y en Publ. Soc. Ing. Ecol. Ind. Min. Hainaut. Liege, 1895.
14. DURAN, M., Y FERNANDEZ, J.: Atlas Geológico y Topográfico de la Provincia de Oviedo, 1914.

E

1. EVENS, J. W.: La corrélation des roches devoniennes britanniques. Liv. Jub. Soc. Geol. Belgique, 1926.

F

1. FORSTER, M., COOPER, J. Th., JAMESON, A.: Rapports de MM. Michael Forster, John Thomas Cooper, et Alex Jameson sur les Mine de houille et de fer de Tudela, Aneves et Forno, etc., París, 1842.

G

1. GARCIA FUENTE, S.: Geología del Concejo de Teverga (Asturias) Bol. Inst. Geol. Min. Esp., t. LXIV, págs. 345, 456, 8 figs., 45 fot., 1 map. y cort. Madrid, 1952.
2. GARCIA FUENTE, S.: Geología de los Concejos de Proaza y Tame-

za. Bol. Inst. Geol. Min. España, t. LXV, págs. 273-324, II láms., 1 map. Madrid, 1953.

3. GEIKIE, J.: *Outlines of Geology*. 1 vol. 424 págs., 400 figs. London, 1886.

4. GONZALEZ VALDES, F.: *Topografía Médica del Concejo de Oviedo*. 1 folleto de 148 págs. Madrid, 1911.

5. GROSCH, P.: *Neuere Arbeiten über die Geologie und Palaontologie der Iberisches Halbinsen*. *Geologische Rundschau*, pág. 221. Leipzig, 1915.

6. GROSCH, P.: *Zur Kenntniss des Paläozoikums und des Gebirgbaues des westlichen Ketten in Asturien*. *N. Jb. f. Min. B.* Bd. 22, 1912.

7. *GUIA GEOLOGICA DE ASTURIAS: XIV Cong. Geol. Intern.*, 106 pág., 7 figs., XVII láms., 3 map. Madrid, 1926.

8. GEZE, B.: *La dolomitisation des calcaires de la Montagne Noir et des Causses*. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*. T. 84, págs. 113-128, 3 figs. 1949.

H

1. HERNANDEZ PACHECO, E.: *Ensayo de síntesis geológica del N. de la Península Ibérica*. *T. M. N. C. N.*, ser. geol., n. 3, 136 págs., 33 figs., 1912.

2. HERNANDEZ PACHECO, E.: *Datos respecto a orogenia de Asturias*. *Bol. R. Soc. Hist. Nat.*, t. XIII, 5 págs. I lám. pág. 143, Madrid, 1913.

3. HERNANDEZ SAMPELAYO, P.: *Datos para el estudio de las hojas del Mapa Geológico 1.50.000 (Gijón 14, Oviedo, 29)*, *Inst. Geol. Min. Esp.*, 111 págs. y figs., XVII láms. Madrid, 1944.

4. HERNANDEZ SAMPELAYO, P.: *Un cuadro importante para la clarificación del Carbonífero*. *Rev. Euclides*, n. 35, Madrid, 1943.

5. HERNANDEZ SAMPELAYO.: *Las menas Oolíticas devonianas de Asturias*. *Direc. Gral. de Minas*, Madrid, 1946.

J

1. JONGMANS, W. J.: *Las flores carboníferas de España*. *Estud. Geol.* n. 14, págs. 281-330, 1 fig., Madrid, 1951.

2. JONGMANS, W. J.: *Documentación sobre las floras hulleras españolas. Primera contribución: Flora carbonífera de Asturias*, *Est. Geol.* n. 15, págs. 7-20, XXVIII láms. Madrid, 1952.

3. JONGMANS, W. J. el PRUVOST, P.: *Les subdivisions du carbonifère continental*. *Bull., Soc. Geol. France*. 5^{eme} ser., t. XX, pág. 335-344, 1950.

4. JONGMANS, W. J. Y WAGNER, R. H.: *Apuntes para el estudio geológico de la zona hullera de Riosa (Cuenca Central de Asturias)*. *Est. Geol.* n. 33-36, págs. 7-26; 2 figs. 1 map. Madrid, 1957.

5. JULIVERT, M.: *Estudio geológico de la Sierra del Aramo, cuenca de Riosa y extremo meridional de la cuenca de Quirós*. (Inédito en el ar-

chivo del Instituto de Geología Aplicada de la Universidad de Oviedo. Lleva un mapa a la escala 1:25.000).

6. JULIVERT, M.: Estudio geológico de la cuenca de Beleño. (Altos valles del Sella, Ponga, Nalón y Esla). Tesis doctoral. (in. lit.).

K

1. KEGEL, W.: Beobachtungen zum tektonischen. Baudes Asturisch-Kantabrischen Gebirges. Z. Deutsch. Geol. Ges. 79, S. 80-82, Berlín, 1927.

2. KIAER, J.: The Downtonian fauna of Norway. (Videnskapskopets Skriften.) Oslo, 1924.

3. KINDELAN, J. A.: Nota sobre la sucesión estratigráfica del hullero de Asturias en la zona El Viso-Olloniego-Riosa. Not. y Com. Inst. Geol. Min. España, n. 48, págs. 93-106, 2 figs. 4 láms. y cuadro. Madrid, 1958.

L

1. LERICHE, M.: Les poissons fameniens de la Belgique; les faunes, etc., Mem. Ac. Roy. de Belgique, Sc. 2.^a ser., n. 10, 1931.

2. LOTZE, F.: Zur frage der varisischen Gerbirgzusammenhange in Sudwesteuropa. Forsch und Forsch 9, Berlín, 1933. Invest. y Progr. año VII, n. 12, págs. 361-363, 1 fig., Madrid, 1933.

3. LOTZE, F.: Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. Geotekt. Forch. H. 6, págs. 78-92, 1 fig., Berlín, 1945.

4. LOTZE, F.: Einige probleme der Iberischen Meseta. Geotekt. Forch. H. 6, pág. 1-12, 1 fig., Berlín, 1945.

5. LUCAS, G.: La sedimentation calcaire. Comp. R. Ac. Sc. París, 1948.

LL

1. LLOPIS LLADO, N.: El relieve de la región central de Asturias. Estud. Geograf. año XV, n. 57, págs. 501-550, 10 figs. VIII láms. Madrid, 1954.

2. LLOPIS LLADO, N.: Sobre la tectónica de la cuenca carbonífera de Asturias. Est. Geol. n. 21 pág. 79-101, 7 figs. Madrid, 1954.

3. LLOPIS LLADO, N.: Sobre la tectónica germánica de Asturias. Bol. Soc. Esp. Hist. Nat., t. Homenaje a E. Hernandez Pacheco, pág. 415-429, 3 figs. Madrid, 1954.

4. LLOPIS LLADO, N.: Sur les types de bordure du bassin houiller de Asturias. C. R. III Congr. Estr. Carbón, vol. III, págs. 401-406, 5 figs. Heerlen, 1952.

5. LLOPIS LLADO, N.: Estudio geológico del reborde meridional de la cuenca carbonífera asturiana. Pirineos año X, n. 31-32, págs. 33-177, pág. 29, XI láms. 1 map. Zaragoza, 1955.

6. LLOPIS LLADO, N.: Las bases estratigráficas del Devónico de Astu-

rias. *Breviora Geol. Ast.* Año II, n. 1-2, págs. 13-21, 2 figs. Oviedo, 1958.

7. LLOPIS LLADO, N.: Rasgos geológicos de la Cordillera Cantabro-asturica. *Trab. y Mem. Lab. Geol.* año II, n. 1-2, 51 págs. Oviedo, 1951.

8. LLOPIS LLADO, N.: Geografía de España, dirigida por L. Solé Sabarís. Tomo I, El relieve. "Cordillera Cantábrica". Barcelona, 1950.

9. LLOPIS LLADO, N.: Resumen crítico al trabajo de J. A. Kindelán: Nota sobre la sucesión estratigráfica del hullero de Asturias en la zona El Viso-Olloniego-Riosa. *Brev. Geol. Ast.* año II, n. 1-2, págs. 43-45. Oviedo, 1958.

10. LLOPIS LLADO, N., Y MARTINEZ, J. A.: Contribución al conocimiento del terciario de los alrededores de Oviedo. *Monogr. Geol.* IX. Oviedo, 1958.

11. LLOPIS LLADO, N.: Problemas de tectónica alpídica del Pirineo. Tipo de cuenca de sedimentación. I Cong. Int. Pirineos. 44 págs. 18 fot. Zaragoza, 1950.

M

1. MAILLEUX, E., et DEMANTE, F.: L'échelle stratigraphique des terrains primaires de la Belgique. *Bull. Soc. Belge de Geol*, t. 38, 1928.

2. MAILLEUX, E.: Un aspect nouveau du Devonien inferieur de l'Ardenne. *Bull. Mus. Roy. Hist. Nat. Belgique*, T. 8, n. 17, 1932.

3. MALLADA, L.: Explicación del Mapa Geológico de España. Tomo III: Sistemas devoniano y carbonífero. *Mem. Com. Map. Geol. Esp.*, 405 págs., 37 figs. Madrid, 1898.

4. MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA 1:50.000. Explicación Hoja n. 52, Proaza. 1 vol. 77 págs., 56 fotogr., 9 figs., 3 maps. y cortes. Madrid, 1956.

5. MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA. Explicación Hoja n. 32, Llanes. 1 vol. 109 págs., 12 figs., X láms., 2 maps. y cortes. Madrid, 1950.

O

1. ORIOL, R.: Los criaderos de Cobre y Cobalto del Aramo. *Rev. Min. Met. e Ingen.*, ser. C., XI (XLIV), págs. 390-392. Madrid, 1893.

P

1. PAILLETE, A.: Estudios químico-mineralógicos sobre la caliza de montaña de Asturias. *Rev. Minera*, t. VI, pág. 289, 1855.

2. PATAC, I.: La formación uraliense asturiana. Estudios de cuencas carboníferas. 1 vol. 54 págs., 28 láms., Gijón, 1920.

3. PATAC, I.: Los yacimientos carboníferos españoles. *An. Inst. C. Artes Ind.* tom. VI, fasc. 6, págs. 531; tom. VII, fasc. 1, pág. 22. Madrid, 1932.

4. PATAC, I.: Lijeras ideas acerca de la tectónica del antracólítico de

Asturias y León. I Congr. Afr. Ing. Minas NW. de España. 10 págs. 11 láms. Madrid, 1932.

5. PATAK, I.: Relaciones estratigráficas entre varias cuencas hulleras de Europa. España, Belgica, Holanda, Rusia. Bol. Inst. Geol. Min. España. tom. LVI, págs. 1-142, 8 láms. Madrid, 1943.

R

1. ROBERTSON, T.: The highest silurian rocks of the Wenlock district. Geol. surv. of G. Britain, 1927.

2. RIVIERE, A.: Sur la dolomitisation des sédiments calcaires. C. R. Ac. Sc. t. 209, págs. 597, París. 1939.

3. RIVIERE, A.: Observations nouvelles sur le mecanisme de la dolomitisation des sediments calcaires. C. R. Ac. Sc. t. 209. pag. 691. Paris, 1939.

4. RIVIERE, A.: L'eau de mer et les sédiments calcaires. C. R. Soc. Geol. France, págs. 40, París, 1940.

S

1. SCHINDEWOLF, O.: Versuch einer Paläogeographie des europäischer oberdevonmeeres. Zeitch. Deuts. Geol. Gessel., t. 73, 1921.

2. SCHULZ, G.: Descripción geológica de la provincia de Oviedo. I vol. 138 págs., y Atlas de láms. Madrid, 1958.

3. SCHULZ, G.: Mapa topográfico de la provincia de Oviedo, 1878.

4. SCHULZ, G.: Reseña geognóstica del Principado de Asturias. Anales de Minas, t. I. Madrid, 1838.

5. SCHULZ, G.: Descripción geológica de Asturias. I vo. 238 págs. Madrid, 1930.

6. SITTER, L. U. DE: The development of the Paleozoic in North-West Spain. Geol. en Mijnbouw, nuev. ser., n. 12, págs. 325-340, 9 figs.; n. 11, págs. 312-319, Leiden, 1949.

7. SPRIESTERBACH, J.: Die Oberkoblenzschichten des Bergischen Landes und sanerlandes. Jarh. f. geol. Landessanst z. Berlín, t. 45, 1924.

8. STRAALEN UND URLINGS, A. van: Sobre las antiguas minas del Aramo. Artic. publ. "El Carbayón", de Oviedo, y en "El Correo de Asturias".

9. SUESS, E.: La face de la Terre. (trad. francesa de Das Antlitz der Erde). 4 vols. París, 1905.

10. SOLE, L. Y LLOPIS, N.: La terminación septentrional de la Cordillera Costera Catalana. Geol. Med. Occ. Tom. VI, n. 1. 87 págs., 22 figs., 1 map. Barcelona, 1939.

T

1. THIRY, D.: Memoria relativa a las minas de Riosa. Rev. min. t. II, 1851.
2. TWENHOFEL, W. H.: Treatise of sedimentation. London, 1932.
3. TEODOROVITCH, G.: On the génesis of the dolomite of sedimentary deposits. C. R. Ac. Sc. URSS. 1946.

V

1. VERNEUIL, A.: Liste de fossiles du terrain carbonifere des Asturies. Bull. Soc. Geol. de France, t. III, 1846.
2. VIENNOT, P.: Recherches structurales dans les Pyrénées occidentales françaises. These Sc. Paris, et Bull. Cart. Geol. France, t. XXX, n. 163, 267 págs., 35 figs., XI láms., 1 map., Paris, 1927.

W

1. WAGNER, R. H.: Stratigraphy and Floral sucesion in the Carboniferous of NW. Spain. IV Congr. Strat. a. Geol. Carb. Summary n. 31, Heerlen, 1958.
2. WAGNER, R. H.: Rasgos estratigráficos y tectónicos del paleozoico superior de Barruelo (Palencia). Est. Geol. n. 26. págs. 145-22, 2 figs. 4 láms. 1 map. en negro. Madrid, 1955.
3. WAGNER, R. H. Y WAGNER-GENTIS, C. H. T.: Aportación al conocimiento de la geología de la zona de Barruelo (Palencia). Est. Geol. n. 16, págs. 301-344, 4 figs. 9 láms. fotos; 3 láms. 1 map. Madrid, 1952.