



IGME

32

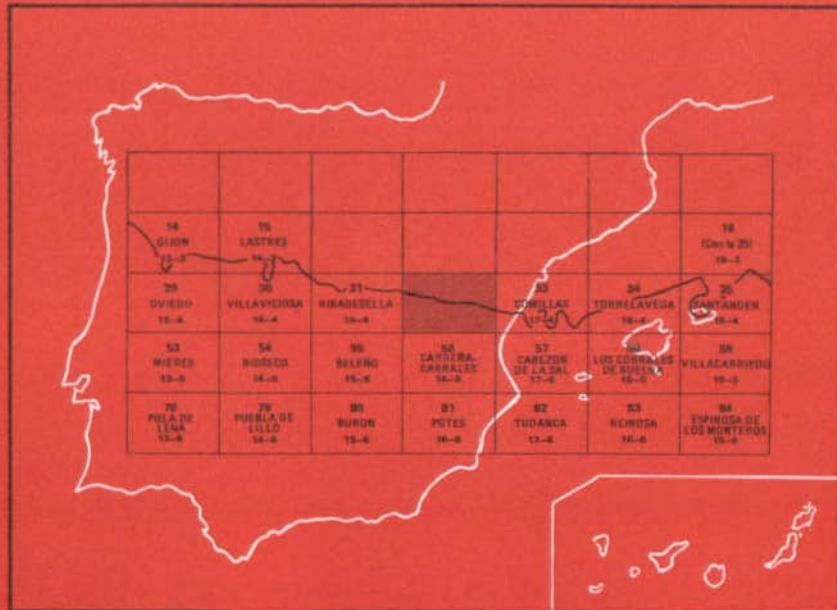
16-04

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

LLANES

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

LLANES

Segunda serie - Primera edición

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por E.N.A.D.I.M.S.A. dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Cartografía: E. Martínez García (Universidad de Oviedo)

Estudio sedimentológico de las muestras: I. Corrales e I. Valladares (Universidad de Salamanca) e I. Mendez (Universidad de Oviedo).

Estudio micropaleontológico: J. Ramírez del Pozo (C.G.S.), A.C. van Ginkel (Universidad de Leiden – Holanda), M. Lamolda (Universidad Autónoma de Bilbao) y E. Moreno de Castro (E.N.A.D.I.M.S.A.)

Determinación de los Icnofósiles: A. Marcos (Universidad de Oviedo).

Bajo la supervisión por parte del I.G.M.E. de L.R. Rodríguez Fernández.

Se pone en conocimiento del lector que en el I.G.M.E. existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, micropaleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum fotográfico y demás información varia.

Servicio de Publicaciones – Doctor Fleming, 7 – Madrid-16

Depósito Legal: M - 32220-1981

Imprime ADOSA – Príncipe de Vergara, 210 – Madrid-2

INTRODUCCION

La Hoja de Llanes se encuentra situada en el extremo oriental de la Provincia de Oviedo, correspondiendo una parte muy pequeña, situada al E del río Deva, a la provincia de Santander. Geológicamente se sitúa justamente en el borde del Macizo Asturiano, que se puede considerar como la zona más externa que aflora del Macizo Hespérico en su sector septentrional, antes de desaparecer bajo la cobertura sedimentaria mesozoica y terciaria de la Cuenca Cantábrica.

Los materiales que se encuentran en esta Hoja abarcan por lo tanto un amplio aspecto cronoestratigráfico, desde el Cámbrico superior hasta el Eoceno medio. La mayor parte de la Hoja está cubierta por materiales de edad carbonífera surcados por estrechas franjas de cuarcitas ordovícicas, quedando el Mesozoico y Terciario restringidos a una cuña que penetra por el límite oriental y desaparece hacia la mitad de la hoja, así como a otros pequeños afloramientos como los Santiuste, Llanes y Niembro y a un retazo del Sinclinal de Panes que se desarrolla principalmente en la hoja situada inmediatamente al S (Carreña-Cabrales).

El Paleozoico se encuentra bastante incompleto, ya que faltan el Ordovícico medio y superior, el Silúrico y la casi totalidad del Devónico, así como el Carbonífero más alto. En cuanto al Mesozoico, también están ausentes el Triásico y el Jurásico. El Cretácico está bien representado, comenzando con una facies Weald de variable espesor y desarrollándose casi sin interrupción hasta el Paleoceno. El Eoceno está también representado hasta las margas azules del Biarritziense. Por último el Cuaternario aflora extensamente, tanto el de origen marino como el continental.

La zona de Llanes ha sido objeto de diversos estudios desde mediados del siglo pasado. El más destacable de los primeros quizás sea el efectuado por BARROIS (1882), que indicó la existencia de unas cuarcitas del Devónico superior, a las que denominó "Areniscas de Cué", tratándose en realidad de cuarcitas devónicas superpuestas a otras ordovícicas. Este error se siguió manteniendo hasta hace pocos años, ya que incluso DE SITTER (1962) representó gran parte de los afloramientos de cuarcita armoricana del N de León como de edad devónica. Esto indica la dificultad de separación de la cuarcita armoricana de la devónica, allí donde ambas se encuentran juntas, como es el caso de la zona oriental de Asturias.

Posteriormente se ocupan de la zona diversos geólogos como HERNANDEZ SAMPELAYO (1928, 1936), HERNANDEZ PACHECO (1913), GOMEZ DE LLARENA Y ROYO (1927), CUETO Y RUIZ DIAZ (1928), BERTRAND Y MENGAUD (1912), etc., etc., que tratan de diversos aspectos morfológicos y tectónicos. HERNANDEZ SAMPELAYO es la que nos da una visión más correcta de la estratigrafía y tectónica de esta zona oriental, afirmando la edad ordovícica de las cuarcitas que cruzan la zona de Este a Oeste y desechariendo las teorías aloctonistas de BERTRAND Y MENGAUD (1912) y HERNANDEZ PACHECO (1913). No obstante, hay que establecer la diferencia entre las publicaciones de estos dos últimos autores, ya que mientras BERTRAND Y MENGAUD afirmaban el origen alóctono de las calizas de los Picos de Europa por haber confundido las pizarras negras de Lebeña con otras de edad cretácica, HERNANDEZ PACHECO acertó al describir pequeños cabalgamientos de las calizas carboníferas sobre los materiales permotriásicos cerca de Ribadesella.

Tanto en el trabajo citado, como en la Hoja del Mapa Geológico Nacional a escala 1/50.000 (Llanes), publicada en 1950, HERNANDEZ SAMPELAYO y KINDELÁN establecen la base geológica de la zona oriental de Asturias, aclarando gran cantidad de errores de los autores anteriores.

En época más reciente nos encontramos con las publicaciones de KARRENBERG (1934), MENGAUD (1920), MARTINEZ ALVAREZ

(1960, 1965 a, b), RADIG (1966) y TOSAL (1968), que se refieren a diversos aspectos de la estratigrafía y tectónica de los terrenos paleozoicos, mesozoicos y terciarios del borde oriental del Macizo Asturiano. Con respecto a las zonas limítrofes de la Hoja de Llanes, hemos contado con los trabajos de PORTERO y RAMIREZ DEL POZO (in litt), MARTINEZ GARCIA (1971), MARTINEZ GARCIA y WAGNER (1971), MARCOS (1967) y JULIVERT, PELLO y MARCOS (1969).

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 PALEOZOICO

El límite Cámbrico-Ordovícico no ha sido nunca determinado con certeza en la Zona Cantábrica. Por esta razón utilizamos esta primera división estratigráfica, ya que la atribución al Cámbrico se basa solamente en comparaciones litológicas con zonas limítrofes.

1.1.1 Formación Oville (CA_2-O_1)

Existen tres reducidos afloramientos en el borde S de la hoja. Los materiales que lo constituyen son areniscas con glauconita y pizarras de color marrón, también, a veces, con glauconita. El espesor total es de unos 150 m, pero no se observa el muro de la sucesión por estar ésta cortada por la base de un cabalgamiento de dirección E-W que ha desplazado hacia el S la Unidad del Cuera.

No se han encontrado fósiles en esta Formación, denominada Formación Oville por COMTE (1959), pero por analogía con las regiones situadas más al Oeste, en que se dispone de cortes más completos, se deduce su atribución al Cámbrico medio-superior y Ordovícico inferior. En la prolongación occidental de este cabalgamiento, dentro de la hoja de Ribadesella (JULIVERT, PELLO & MARCOS, 1969) aparecen por debajo de estos tramos detríticos, las calizas rojas de facies "griotte" y dolomías de la Formación Láncara, que no han podido ser reconocidas dentro de la hoja de Llanes.

Hacia la parte superior, aumenta el carácter detrítico de la Formación hasta pasar insensiblemente a la cuarcita situada sobre ella.

Estos materiales desaparecen hacia la mitad del borde S de la hoja, debido a causas tectónicas.

1.1.2 Formación Barrios (O_1)

Las cuarcitas de facies armoricana constituyen el esqueleto de la estructura de la hoja de Llanes, aflorando en largas bandas estrechas que cruzan la hoja de Oeste a Este. En un principio fueron atribuidas al Devónico superior (BARROIS, 1882), citando como tipo las "Areniscas de Cué", en el afloramiento anticlinal situado al E de Llanes. Por su parte, HERNANDEZ PACHECO, E. & F. (1935, 1936) las atribuyeron al Carbonífero, por el hallazgo de fósiles vegetales en ellas cerca de Arenas de Cabrales (se trataba sin duda de las areniscas estefanienses de Arenas descritas por MARTINEZ GARCIA & WAGNER (1971). Esta opinión es rebatida por MARTINEZ GARCIA & WAGNER (1971). Esta opinión es rebatida por HERNANDEZ SAMPELAYO (1936), que cita el hallazgo de *Cruziana* en la Sierra Plana de la Borbolla, dentro de la Hoja estudiada. Es esta la primera vez que se determina con exactitud la edad ordovícica de las cuarcitas en la zona oriental de Asturias.

Los materiales ordovícicos que afloran en la hoja de Llanes han sido atribuidos al Skiddawiense por correlación con otros semejantes en la hoja situada inmediatamente al Oeste (Ribadesella), a cuyo techo aparecen pizarras con fauna de edad ordovícica ya citadas por ADARO & JUNQUERA (1916) que han sido cartografiadas por PELLO (1967) y determinadas como de edad Llanvirn (PELLO & PHILIPPOT, 1966). Aunque en la zona del Sueve no parece haber discordancia o laguna entre la cuarcita y las pizarras, la edad de la cuarcita en la hoja de Llanes puede ser algo diferente, ya que a unos 60 m por debajo de la parte superior de la formación, en el camino situado al S de Covielles, hemos encontrado una serie de pistas de *Skolithos* y *Cruziana* entre las que A. MARCOS (com. pers.) ha reconocido:

Cruziana rugosa D'Orbigny

Cruziana furcifera D' Orbigny

Cruziana sp.

Estas últimas son formas intermedias entre *C. furcifera* y *C. semiplicata* (forma cámbrica), por lo que podría tratarse de un Tremadoc superior.

Con todos estos datos podemos sacar la conclusión de que la mayor parte de la cuarcita de Covielles (que pertenece a la banda cuarcítica de la Sierra Plana de la Borbolla), cuyo espesor sobrepasa los 600 m, podría ser de edad Tremadoc, quedando el Arenig reducido a unos 60 m. Esto no es de extrañar, ya que el techo de la formación ordovícica está en contacto ero-

sivo con los conglomerados del Devónico superior. De todas maneras, los datos existentes sobre la edad de la cuarcita armoricana en la Zona Cantábrica son escasos y vagos, por lo que no se pueden establecer comparaciones ilustrativas.

La constitución litológica de la cuarcita ordovícica es bastante homogénea, apreciándose la existencia de unos 600–700 m de cuarcitas blancas a grisáceas, de grano fino, con intercalaciones pizarrosas de color verdoso y de poca potencia. En el corte al S de Covielles se observan numerosas capas con *Skolithos* y algunos niveles conglomeráticos. En el corte del Alto de la Tornería abundan las estratificaciones cruzadas recumbentes.

1.1.3 Formación Ermita (D₃₁₋₃₂)

En la parte superior de la formación cuarcítica situada bajo la caliza de facies “griotte” y de edad carbonífera, se encuentra casi siempre, en la hoja de Llanes, un tramo de areniscas y conglomerados que a veces son difíciles de diferenciar de la primera. En esta sucesión detrítica se encuentran areniscas glauconíticas, microconglomerados, conglomerados feldespáticos y conglomerados con cantos blandos, como se puede observar en los cortes de Covielles, Alto de la Tornería y S de Purón. El espesor de esta formación oscila alrededor de los 80–100 m, aunque localmente puede ser mayor.

La edad de este tramo es atribuida al Devónico superior a causa del descubrimiento por RADIG (1966) de una fauna de braquíópodos de edad frasnicense en la parte superior del mismo, junto a la vía de FF.CC. Económicos, donde esta pasa bajo la carretera general en Santiuste, cerca de la Playa de la Franca. En este punto es posible que exista una mecanización del contacto que haga desaparecer parte de los materiales, ya que no aparecen p. ej., las radiolaritas que generalmente están entre dicho tramo y la “griotte” carbonífera y también otros tramos silíceos y arcillosos que se encuentran más al Este y más al Oeste en la misma banda.

La edad famenicense de este tramo no ha sido demostrada dentro de la hoja de Llanes, pero la suponemos por correlación con la Arenisca de la Ermita (COMTE, 1959), de características y posiblemente semejante a la que aquí describimos.

La presencia de esta formación detrítica de edad devónico superior ha sido asimismo detectada más al Oeste, en la zona de Cangas de Onís con hallazgo de licofitas en curso de determinación. Asimismo aparecen restos vegetales en algunos puntos de la hoja de Llanes, como p. ej. en la Playa de Ballota.

1.1.4 Formación Genícera (o Fm. Alba) – (H_{11-1}^{A-Ba})

Denominada clásicamente caliza “griotte”, está representado por un tramo de espesor bastante constante y características uniformes, pero difícilmente determinables por la ausencia de buenos cortes y por encontrarse cubierto la mayor parte de las veces. El espesor se puede calcular entre 20 y 30 m, variando la extensión del afloramiento a causa del replegamiento que sufre por su carácter incompetente a causa del replegamiento que sufre por su carácter incompetente entre dos formaciones competentes. El mejor afloramiento se encuentra entre las playas de Ballota y Andrín.

La parte inferior de la formación está formada por radiolaritas rojas y verdes, cuyo espesor puede ser desde unos metros hasta 15 ó 20. También presentan niveles negros de lilitas y en general muestran un fuerte replegamiento. Al microscopio se observa su constitución por chert y radiolarios abundantes (zona de Niembro). Suelen estar enmascaradas en los afloramientos, observándose sólo en contadas ocasiones, como al E de Cué, Niembro, La Tornería, etc...

En algunos puntos, como p. ej., en el camino al S de Covielles y al E de Pimiango, se encuentra en la parte inferior de la sucesión, unas rocas arcillosas rojizas con niveles silíceos blanquecinos y a veces delgadas capas de carbón (como sucede en la carretera de Pechón, ya dentro de la hoja de Comillas). En el camino de Covielles hemos encontrado la siguiente fauna:

- Kirkbya* sp.
- Crurithyris* sp.
- Chonetipustula* sp.
- Globosochonetes* sp.
- Lingula* sp.

del Carbonífero inferior según MARTINEZ CHACON (com. pers.). Esto nos aclara la edad del carbón, que había sido considerado como silúrico por HERNANDEZ SAMPELAYO (1928), ya que, al ser Carbonífero y encontrarse por debajo de la “griotte”, su edad debe ser Tournaisiense o Viseiense inferior.

La parte superior de la Formación está constituida por calizas nodulosas de color rojo y rosado, características de la facies “griotte”. Estas calizas se presentan en bancos de unos 20–40 cm de espesor, separados por niveles más arcillosos. A veces los estratos son solamente de 10–15 cm, mostrando fuerte replegamiento. Afloran de forma poco completa, como p. ej. en el Pico Soberrón, donde está la secuencia invertida, en los dos flancos del anticlinal de Roñanzas, en la vía FF.CC. Económicos en Santiuste, en el

flanco S de la Sierra de Cuera, y asimismo en el retazo que queda entre Llonín y Alevia, en el borde S de la hoja. El mejor afloramiento es el de Playa de Andrín.

La caliza "griotte" del Carbonífero aparece generalmente en el flanco N de las estructuras anticlinales cuyo núcleo está constituido por cuarcita armónica, estando generalmente laminada o ausente en los flancos meridionales. Es posible que haya jugado un cierto papel en la tectónica, como nivel plástico por el que comienza el deslizamiento y ruptura de los anticlinales, aunque sin llegar a participar de una manera tan completa como en la zona situada más al S, dentro de los Picos de Europa.

Al microscopio se observa que esta parte superior de la formación está constituida por biomicritas con abundantes restos de crinoideos, goniatítidos, ostrácodos, radiolarios y trilobites.

La edad de la radiolaritas que se encuentran principalmente en la parte inferior de esta formación, no ha sido establecida con seguridad, pero por comparación con zonas vecinas podemos deducir que son Tournaisienses. En cuanto a las calizas de facies "griotte", su edad ha sido determinada como Viseense y Namuriense inferior y en el caso de la localidad tipo en Genicera (León), como Tournaisiense superior a Namuriense inferior (WAGNER, WINKLER PRINS & RIDING, 1971).

1.1.5 "Caliza de Montaña" (H_{1-21}^{B-B})

Por encima de la caliza "griotte" del Viseense se encuentra una potente sucesión de calizas de diferentes facies y cuya edad ha sido establecida en todas las ocasiones en que hay tránsito gradual con la primera, como Namuriense inferior. Estas calizas han sido llamadas "Caliza de Montaña" de forma general, denominación que aparece ya en los trabajos de EZQUERRA DEL BAYO (1844). A la Caliza de Montaña se le han asignado edades diversas, desde Namuriense hasta Moscovíense inferior (ver MARTINEZ GARCIA 1971 para revisión), todas ellas basadas en el desconocimiento de la evolución estratigráfica lateral de la formación. En la zona oriental de Asturias fue datada por vez primera por MARTINEZ GARCIA (1971), mediante el hallazgo de una fauna de goniatítidos clasificados por C.H.T. WAGNER-GENTIS (in WAGNER et. al 1971) como del Namuriense B superior en la localidad de Meré, situada en la Hoja de Ribadesella a unos 8 Km del borde occidental de la hoja de Llanes. Sin embargo, en esta localidad, encima de la Caliza de Montaña se encuentra una sucesión detrítica y lutítica que desaparece bruscamente en el borde oriental de la Hoja de

Ribadesella sin penetrar en la de Llanes más que una estrecha cuña. Dentro de la hoja de Llanes la facies lutítica se ha transformado en caliza, como se demuestra por los fusulínidos que presenta.

Dentro del gran espesor de calizas presente en la hoja de Llanes, se pueden diferenciar dos formaciones cartografiadas en la fotografía aérea. Las edades de estas dos formaciones han resultado ser diferentes por los fusulínidos encontrados en ellas, lo que nos permite establecer subdivisiones cronoestratigráficas y a la vez litoestratigráfica y correlacionarlas con zonas próximas.

La sucesión inferior, a la que denominamos "Caliza de Montaña", se presenta individualizada en la Playa de Pendueles, por debajo de una sucesión denominada Flysch de Pendueles por MARTINEZ GARCIA, CORRALES & CARBALLEIRA (1971), de carácter lutítico–areníscoso ("Westfaliense de Pendueles" de MARTINEZ ALVAREZ, 1965a). Los foraminíferos determinados en este punto por RAMIREZ DEL POZO y VAN GINKEL, han sido los siguientes:

- Pseudostaffella* ex. gr. *variabilis*
- Pseudostaffella* ex. gr. *antigua*
- Pseudostaffella antiqua* var. *grandis*
- Millerella exilus*
- Millerella parva*
- Millerella (Mediocris) breviscula*
- Paramillerella advena*
- Climacammina* aff. *aljutovica*
- Bradyina* cf. *magna*
- Dvinella* sp.
- Tuberitina* sp.

que nos indican una edad Bashkiriana inferior que puede equivaler a Namuriense C–Westfaliense A inferior.

En la Playa de Pendueles, esta formación caliza se determina en un nivel de chert de unos 40 m de espesor, constituido por espículas de espongiarios principalmente. Encima de la capa de chert se encuentra un tramo conglomerático y arcilloso. Las calizas situadas más arriba ya tienen una edad Kashiriense que puede equivaler a Westfaliense B–C, lo que indica una laguna estratigráfica por encima de la formación que aquí llamamos "Caliza de Montaña". Este nivel de chert no es continuo lateralmente, por lo que no se puede tomar como nivel de referencia para distinguir el techo de la Caliza de Montaña.

Por lo general, en la Caliza de Montaña de la Hoja de Llanes se pueden

distinguir dos Formaciones que citan WAGNER, WINKLER PRINS & RIDING (1971) en el valle del río Curueño, en la provincia de León, la inferior o Formación Barcaliente y la superior o Formación Valdeteja. En un corte efectuado en la formación inferior, que llega a superar los 300 m de espesor, al S de Porrúa, se observa que los fósiles son bastante escasos en toda ella habiéndose encontrado radiolarios principalmente en la parte inferior del mismo, así como algunos ostrácodos. En la parte superior se encuentran ya restos de braquíópodos y pelecípodos. Tiene una característica laminación fina (1–5 mm), causada por la alternancia de capas de microesparita de color claro con otras intermedias de micrita más oscuras. En una lámina se encontró estructura de bird's eye, lo que se considera como indicador de un medio sedimentario somero. Las láminas han sido estudiadas por A.C. VAN GINKEL.

La Formación superior o Formación Valdeteja, puede superar los 300 m de espesor y, en conjunto, la Caliza de Montaña llega a alcanzar en algunos cortes, más de 700 m. Está constituida, esta formación superior, por calizas de color claro, bioesparíticas, con abundantes restos orgánicos y de aspecto masivo, en las que los foraminíferos indican una edad Bashkiríense (Namuriense superior—Westfaliense inferior).

1.1.6 Formación "Picos de Europa" (H_c^B)₂

En conjunto son calizas de color claro, a veces blanco y masivas en el afloramiento, aunque de vez en cuando se observen blancos métricos. En la fotografía aérea se destacan la mayor parte de las veces por un color mucho más claro que el resto de las calizas y por la existencia de un bandeados en gran escala. Suelen tener foraminíferos abundantes. El espesor de esta formación es variable, desde casi 1000 m cerca de Niembro, hasta unos 600 m más al S, aunque en ninguno de los dos casos puede verse el techo de la misma. Por esta causa es difícil definir si la formación, a la que denominamos "Picos de Europa", por correlación con la que aflora más al S y que ha sido citada por MAAS (1974) como de la misma edad y similares características, llega solamente hasta el Westfaliense superior o bien alcanza el Estefaniense.

Los foraminíferos encontrados en esta formación, entre otros (determinados por A.C. VAN GINKEL y J. RAMIREZ DEL POZO):

Pseudostaffella sphaeroidea
Millerella cf. lenticula
Ozawainella sp.

otra muestra

Fusulinella bocki
Tuberitina bulbácea
Palaeotextularia sp.
Climacammina gr. *aljutovica*, etc.

otra muestra

Pseudostaffella sphaeroidea
Fusulinella bocki
Endothyra sp., etc.

otra muestra

Pseudostaffella sp.
Profusulinella sp.
Fusiella sp.
Ozawainella sp.
Fusulinella sp.

Esta última indica una edad Kashiriense superior equivalente al Westfaliense C inferior. Las anteriores se pueden considerar como de edades variables entre Bashkiriense y Kashiriense inferior (Westfaliense A y B). No se han encontrado asociaciones de foraminíferos que nos indiquen una edad más moderna que el Westfaliense C dentro de esta formación caliza, pero le hemos atribuido una edad hasta el Westfaliense D por suponer que pasa lateralmente al Flysch de Pendueles.

1.1.7 Pizarras y calizas (Hp_2^B)

Solamente penetra en la hoja una estrecha cuña, que se encuentra en el núcleo sinclinal de la Sierra de Cuera, en el borde occidental de la hoja. Parecen pasar lateralmente a las calizas bandeadas del Westfaliense que se encuentran cabalgadas por la Escama de la Tornería. En el Alto de este nombre se observa dicho conjunto alternante, con pizarras grises muy arcillosas, a veces de color pardo, y alternancias métricas a decimétricas de calizas grises de grano fino con abundante microfauna.

El paso lateral de estas pizarras y calizas a lutitas se observa en la hoja de Ribadesella, donde alcanzan un gran espesor (JULIVERT, PELLO & MARCOS, 1969), hasta reposar directamente sobre la Caliza de Montaña. En la zona de Meré, situada a unos pocos Km al Oeste de la hoja de Llanes, se encuentra en la base de estas pizarras, una fauna de goniatítidos, trilobites y braquiópodos, de edad Namuriense medio (MARTINEZ GARCIA, 1971).

1.1.8 Flysch de Pendueles (H_{21-22}^{B-B}) y (H_{22-24}^{B-B})

Se observa en la cartografía, que la formación caliza Westfaliense anteriormente descrita, pasa lateralmente a este flysch, objeto de una publicación por MARTINEZ GARCIA, CORRALES & CARBALLEIRA (1971). Por encima de la Caliza de Montaña en la Playa de Pendueles, que presenta asimismo un aspecto turbidítico, aparece una sucesión de turbiditas en cuya base se halla una capa de chert de unos 40 m de espesor, que disminuye lateralmente. Por encima de ella se encuentra una caliza brechoide y después tableada que da paso a alternancias de lutitas y calizas y posteriormente a lutitas y areniscas, hasta que la parte superior de la formación llega a estar constituida por areniscas masivas con brizna vegetales y una típica erosión alveolar.

Como habíamos visto en 1.1.5, la parte superior de la Caliza de Montaña, por debajo de la capa de chert, tenía una edad Bashkiriense sup. (Westfaliense A) mientras que las calizas situadas por encima, ya son de edad Kashiriense (Westfaliense B). Las calizas situadas bajo los niveles terminales de areniscas masivas, han proporcionado foraminíferos de edad Westfaliense D inferior por lo que la edad de la serie turbidítica de Pendueles se ha establecido como Westfaliense A a Westfaliense D. Las edades de los materiales en la Playa de Pendueles indican la existencia de una laguna por encima de la capa de chert, que abarcaría parte del Westfaliense A y B, coincidiendo con la edad de la Fase Palentina en zonas situadas más al S.

1.1.9 Pérmico (P)

En la parte S de la hoja existe un retazo de areniscas rojizas, margas gris-pardas y calizas pardas y rojizas de grano fino que se consideran como de edad permotriásica por comparación con los situados en la Hoja situada más al S (MARTINEZ GARCIA in litt.). Estos materiales se encuentran discordantes sobre las calizas carboníferas y en algunos puntos muestran conglomerados calcáreos de matriz rojiza.

1.2 CRETACICO

Se encuentra discordante sobre los materiales paleozóicos, tanto sobre los carboníferos como sobre las cuarcitas ordovícicas, que sufrieron una peneplanización al final del ciclo hercínico. Comienza a veces por una serie

continental, de facies Wealdense, de escasa potencia o inexistente. La ausencia de los materiales posthercónicos y pre-wealdenses, se debe sin duda a la actividad tectónica de las fases neokimméricas. Además de los materiales de la facies Wealdense, se encuentra representado el resto del Cretácico inferior a partir del Aptiense y el Cretácico superior.

El Cretácico de la región en general y de la Hoja de Llanes en particular ha sido estudiado con mayor o menor detalle por diversos autores, entre los que podemos citar a VERNEUIL (1852), MAESTRE (1864), MALLADA (1904), MENGAUD (1920), KARRENBERG (1934), CIRY (1940), RAT (1959), CARRERAS & RAMIREZ DEL POZO (1971) y RAMIREZ DEL POZO (1969, 1971 y 1972). La estratigrafía del Cretácico y Terciario de la zona que nos ocupa ha sido establecida por PORTERO & RAMIREZ DEL POZO (*in litt.*) en la Hoja de Comillas realizada para el I.G.M.E. a escala 1/50.000. En esta hoja de Llanes vamos a seguir las divisiones lito y cronoestratigráficas de dicha hoja.

1.2.1 Valanginiense superior—Hauteriviense—Barremiense en facies Weald (C₁₂₋₁₄³⁻⁰)

Se encuentra representada en la parte Norte de la hoja y en algunos puntos no existe. Está constituida por arcillas abigarradas, arenas, areniscas y conglomerados poco consolidados en general. En el Norte de la hoja, se pueden observar en la playa del Sablón, en Llanes y en la zona de Purón, donde no superan los 30 m de espesor. Los materiales de la zona de Purón desaparecen al este de la Borbolla, apoyándose después directamente las calizas del Aptiense sobre los materiales paleozóicos. Existe asimismo un pequeño afloramiento en la esquina Noroeste de la hoja, cerca de Niembro, donde se ha instalado una tejera para el aprovechamiento de las arcillas, que allí tienen mayor espesor.

1.2.2 Aptiense (C₁₅)

Está constituido por calizas, en general biomicríticas, cuyo espesor varía entre 90 y 300 m según las zonas. El mayor espesor se alcanza en la zona oriental, cerca de La Franca. En el afloramiento de la Playa de El Sablón, en Llanes, son atribuidas al Bedouliense por E. MORENO DE CASTRO, quien cita la presencia de:

Sabaudia minuta
Boueina cf. Hochstetteri

Marinella lugeoni
Haplopharagmoides greigi
Dictyconus aff. sunnilandensis
Pseudotextulariella scarsellai
Bacinella irregularis
Cuneolina cf. laurenti
Orbitolinopsis elongatus

En la zona del río Deva, M. LAMOLDA ha determinado la existencia de:

Bacinella irregularis
Simplorbitolina sp.
Sabaudia minuta
Coskinolinella sp.
Cuneolina sp.
Quinqueloculina sp.
Nautiloculina sp.
Spiroplectammina sp.

Afloran también estas calizas en la zona de La Franca, donde alcanzan su máximo espesor, formando un amplio pliegue anticlinal en cuyo núcleo se encuentra la cuarcita armoricana y que está en contacto anormal con las calizas nummulíticas del Ilerdiense. Se ponen en contacto con las margas azules del Biarritzense. Las muestras estudiadas en esta zona, han proporcionado, según RAMIREZ DEL POZO:

Sabaudia minuta
Orbitolina (M.) gr. texana
Coskinolinella daguini
Orbitolinopsis praeximplex
Paracoskinolina sunnilandensis
Cuneolina sp.
Spiroplectammina sp.
Acicularia sp.

En el flanco Norte del Sinclinal de Panes, situado en el borde suroriental de la hoja, poseen un espesor comparable. Otros pequeños afloramientos de las calizas aptienses se encuentran cerca de Niembro, en Santiuste y al S de Villanueva, junto al río Deva.

1.2.3 Albiense (C_{16} y C_{16}^3)

Los materiales post-Aptienses solamente se encuentran ya representados, como regla general, en los sindinales de Colombres y Panes, en el extremo oriental de la hoja. En la cartografía se han separado dos unidades. La inferior, referida al Albiense inferior (C_{16}) es esencialmente detrítica, estando formada por areniscas, limos, arcillas y arcillas arenosas, frecuentemente con restos carbonosos. También poseen niveles de calizas arenosas. Contienen (según LAMOLDA):

- Triloculina* sp.
Coskinolinella sp.
Coskinolinella cf. *antanderensis*
Pseudocyclammina sp.

La segunda unidad cartográfica ha sido datada por RAMIREZ DEL POZO como Albiense medio a superior, estando constituida por calizas nodulosas en la base y biomicríticas en la parte superior. La fauna más características es:

- Neorbitolinopsis conulus*
Orbitolina texana texana, etc.

La potencia de ambos tramos es de unos 90–100 m cada uno, aunque varía notablemente de Oeste a Este.

1.2.4 Cenomaniense (C_{21}^1 y C_{21})

Aflora en las mismas zonas que el Albiense y también se pueden distinguir dos unidades dentro del mismo, una inferior, constituida por arenas y limos con intercalaciones margosas y una superior caliza con intercalaciones margosas.

El miembro inferior ha sido datado como del Cenomaniense inferior y en él se pueden distinguir tres tramos litológicos (PORTERO & RAMIREZ DEL POZO *in litt.*): uno delgado en la base, de calizas con glauconita, otro de arcillas, limos y areniscas, y uno superior de arcillas, limos y arenas con intercalaciones de calizas grises con *Neoiraquia convexa*, *Orbitolina aperta*, etc. . . Las muestras de estos niveles han proporcionado, según RAMIREZ DEL POZO:

- Orbitolina* gr. *concava*
Paratrocholina lenticularis

Haplophragmium sp.
Boueina cf. *pygmaea*
Cuneolina davonia
Dicyclina cf. *schlumbergeri*, etc.

Por su parte, LAMOLDA cita:

Orbitolina concava quatarica
Haplophragmoides greigi
Neoiraquia convexa
Frondicularia sp.
Lenticulina sp.

El Cenomaníense medio—superior, está constituido por calizas bioesparíticas, estratificadas en bancos delgados a métricos. Según RAMIREZ DEL POZO, se encuentra la siguiente fauna:

Hedbergella delrioensis
Hedbergella cf. *washitensis*
Orbitolina cónica
Lenticulina sp.
Pithonella sphaerica
Quinqueloculina sp.

LAMOLDA cita:

Orbitolina cónica
Rotalia sp.
Hedbergella delrioensis
Neomeris sp.
Trocholina sp.

RAMIREZ DEL POZO (1971) advierte la existencia de una laguna estratigráfica de parte del Cenomaníense superior en la zona del Río Nansa, dentro de la Hoja de Comillas.

1.2.5 Turonense (C_{22})

Aflora solamente en el Sinclinal de Colombres, ya que ha sido eliminado del flanco N del Sinclinal de Panes por el cabalgamiento de la Sierra del Cuera. Está constituido por un tramo de unos 60 m de margas limolíticas con intercalaciones de calizas arcillosas nodulosas, de colores gris—

verdosos. En la base tienen glauconita y son muy fosilíferas. Entre los microfósiles descritos por LAMOLDA se encuentran:

- Pithonella sphaerica*
- Marginotruncana* sp.
- Whiteinella* sp.
- Praeglobotruncana* sp.
- Dicarinella* aff. *inbricata*

1.2.6 Coniaciense—Santoniense (C_{23-24})

Fuera del Sinclinal de Colombres sólo existe un pequeño afloramiento al Noroeste de Niembro, limitado por fallas con la Caliza de Montaña.

El espesor total de la Formación en el Sinclinal de Colombres es de unos 200 m. Se pueden distinguir tres tramos litológicos. En la base un tramo de unos 50 m de calizas arcillosas a limolíticas, con *Micraster* y los siguientes microfósiles: (según LAMOLDA):

- Marginotruncana* cf. *pseudolinneiana*
- Marginotruncana* cf. *scorpii*
- Marginotruncana angusticarinata*
- Marginotruncana* cf. *coronata*
- Lenticulina* sp.
- Globorotalites* sp.
- Dicarinella* sp. aff. *concavata*

1.2.7 Campaniense inferior—medio (C_{25})

Aflora solamente, como todos los pisos restantes del Mesozoico y Terciario, en el Sinclinal de Colombres. Está constituido por dolomías arcillosas y calizas arenosas y arcillosas, con intercalaciones de margas limolíticas con *Pseudovalvularia* cf. *clementiana*, etc. . . Su espesor es de unos 70 m.

1.3 CRETACICO TERMINAL—PALEOGENO

Estos dos conjuntos son cartografiados a la vez a causa de la dolomitización que los afecta. Fue descrito por MENGAUD (1920) y KARRENBERG (1934) juntamente con el resto del Terciario. Este Sistema ha sido

objeto asimismo de publicaciones por parte de REGUANT & TRUYOLS (1968), MALDONADO, REGUANT & TRUYOLS (1970) y RAMIREZ DEL POZO (1971).

1.3.1 Campaniense superior—Maastrichtiense—Paleoceno ($C_{25}^3 - T_1^A$)

Se encuentra representado por unos 100 m de dolomías, gran parte de ellas secundarias y generalmente arenosas. También existen calizas espáráticas poco dolomitizadas, en las que se encuentran, según LAMOLDA:

- Disticoplax* sp.
- Orbitolites* sp.
- Fasciolites* sp.
- Quinqueloculina* sp.
- Nummulites* sp.
- Globorotalia* sp.
- Asterigerina* sp.

Por su parte, RAMIREZ DEL POZO describe:

- Stomiosphaera sphaerica*
- Dorothia* sp.
- Tritaxia* sp.
- Globotruncana* sp.
- Heterohelix* sp.

En el techo se encuentra otro tramo de dolomías.

1.3.2 Eoceno inferior (Ilerdiense) (T_{21}^{Aa})

Está constituido por una serie de 100 m de calizas con Alveolinas y Nummulites, en las que abundan más estos últimos. En ellas se encuentra según LAMOLDA:

- Nummulites* sp.
- Asterigerina* sp.
- Alveolina gr. ablonga*
- Orbitolites* sp.

PORTERO & RAMIREZ DEL POZO (*in litt*) las determinan como de edad Ilerdiense, estando representadas las zonas de Alveolinas de HOTTINGER, *ellipsoidalis*, *moussouensis*, *corbarica* y *trepmina*, o sea, la mayor parte del Ilerdiense.

1.3.3 Eoceno inferior (Cuisiense inferior) (T_{22}^{Aa1})

Encima de las calizas de Alveolinas y Nummulites del Ilerdiense, se encuentra un tramo de 30 m de espesor constituido por arenas y conglomerados, con delgadas intercalaciones de arenas calcáreas y calizas arenosas. Las arenas son poco cementadas y feldespáticas a veces, apreciadas a las de facies Utrillas. Según PORTERO & RAMIREZ DEL POZO (*in litt*), contienen gran cantidad de fósiles, entre los que se encuentran:

- Alveolina oblonga*
- Alveolina schwageri*
- Alveolina distefanoi*
- Alveolina indicatrix*
- Nummulites planulatus*
- Orbitolites aff. biplanus*

que justifican la atribución al Cuisiense inferior. Se trata del tramo denominado "banc a dragées" por MENGAUD (1920).

1.3.4 Eoceno inferior (Cuisiense medio—superior) ($T_{22-22}^{Aa2-Aa3}$)

Este es un conjunto calizo denominado por MENGAUD "Calizas de Peña Saria", de color gris y con glauconita ocasionalmente. Su espesor es de unos 160 m. LAMOLDA describe este tramo:

- Nummulites aturicus*
- Discocyclina augustae*
- Discocyclina douvillei*
- Globorotalia cf. aragonensis*
- Globorotalia cf. rex*
- Orbitolites complanatus*
- Alveolina cf. cremae*
- Alveolina gr. oblonga*

RAMIREZ DEL POZO cita:

- Alveolina schwageri*
- Alveolina rutimeyeri*
- Alveolina oblonga*
- Nummulites aff. aquitanicus*
- Nummulites cf. lucasi*
- Nummulites planulatus*
- Quinqueloculina* sp.

PORTERO & RAMIREZ DEL POZO (*in litt*), encuentran que la base de esta formación es todavía Cuisiense inferior.

1.3.5 Luteciense inferior–medio ($T_{21-21}^{Ab1-Ab2}$)

Es un tramo calizo, en el que predominan las calizas arenosas con grandes Assilinas, como ya había sido descrito por MENGAUD (1920). Tiene unos 90 m de espesor y está estratificado en bancos de unos 50 cm en la base, de carácter noduloso, mientras que en la parte superior son masivas. Según LAMOLDA contiene los siguientes microfósiles:

- Assilina exponens*
- Assilina cf. spira*
- Alveolina elongata*
- Nummulites aturicus*
- Nummulites friulanus*
- Nummulites cf. anomalus*
- Nummulites cf. perforatus*
- Amphistegina* sp.
- Siscocyclina sella*

Por su parte, RAMIREZ DEL POZO describe:

- Rotalia cf. trochiformis*
- Cibicides* sp.
- Cibicides aff. lobatulus*
- Gypsina* sp.
- Lithothamnium* sp.
- Alveolina* sp.
- Nummulites* sp.

1.3.6 Luteciense superior (T_{21}^{Ab3})

Es una unidad de carácter eminentemente calcáreo, con intercalaciones de margas y areniscas. Las calizas pueden estar dolomitizadas en parte. RAMIREZ DEL POZO describe:

- Nummulites aturicus*
- Nummulites cf. crusafonti*
- Alveolina aff. prorecta*
- Asterodiscus stella*

Asterodiscus stellatus
Discocyclina cf. sella, etc.

LAMOLDA señala la presencia de:

Asterocydina sp.
Discocyclina sella
Discocyclina cf. douvillei
Nummulites gr. anomalus
Nummulites laevigatus
Nummulites globulus
Asteristegina sp.
Alveolina sp.
Lenticulina sp.
Sphaerogypsina sp.

1.3.7 Eoceno medio (Biarritzense) (T_{22}^{Ab})

A este piso pertenecen los materiales más modernos que se pueden cartografiar en la hoja de Llanes, constituyendo el núcleo del Sinclinal de Colombres. Su espesor es superior a los 100 m y fueron denominados "Nivel de la Acebosa" por MENGAUD (1920). Se trata de margas limolíticas o arenosas, de tonos grises o azulados con restos carbonosos en algunos niveles. RAMIREZ DEL POZO cita en ellas:

Nummulites perforatus
Nummulites striatus
Alveolina elongata
Alveolina sp.
Gypsina sp.
Cibicides sp.
Gyroidina sp.
Eorupertia magna

1.4 CUATERNARIO

Los depósitos de edad cuaternaria tienen una relativa importancia en la zona norte de la hoja de Llanes y se encuentran poco representadas en la zona Sur. Hemos diferenciado nueve tiempos diferentes:

1.4.1 Pleistoceno

1.4.1.1 Playas levantadas ($Q_1 P$)

Existen algunos restos de playas levantadas situadas a unos 15 m por encima del nivel actual del mar. La más importante está situada al Oeste del afloramiento cretácico de Santiuste. Tienen niveles de bolos de cuarcita y caliza en la base, y arenas en la parte superior.

1.4.1.2 Terrazas fluviales ($Q_1 T$)

Sólo se encuentran en el valle del río Deva y tienen poca importancia. Se encuentran a cotas de 20 y 40 m sobre el nivel del cauce actual. Están constituidas por cantos y bolos de cuarcita y caliza en una matriz arenosa.

1.4.1.3 Depósitos de rasas marinas ($Q_1 R$)

Se encuentran en todas las bandas de cuarcitas que cruzan la Hoja con excepción de la situada en la vertiente Sur de la Sierra del Cuera. Se trata de materiales depositados sobre extensas superficies planas que se encuentran elevadas en la actualidad y también formando niveles de cumbres a causa de la erosión sufrida. Son de indudable origen marino según MARY (1971), mostrando la existencia de cantos redondeados. La mayor parte de las superficies está recubierta de turba que, en algunos puntos, como p. ej. al Oeste de la Borbolla, son objeto de explotación comercial.

Las "rasas" del oriente de Asturias han sido objeto de estudio por diversos autores, como p. ej., CUETO & RUIZ DIAZ (1930), HERNANDEZ PACHECO (1949), MARY (1971), etc., etc. Se pueden distinguir varios niveles de arrasamiento. Según MARY (1971) son sólo dos, a 140 y 250 m respectivamente, pero en realidad, de la cartografía de las mismas en la hoja de Llanes, parece deducirse la existencia de cuatro niveles principales bien establecidos, con restos intermedios.

El nivel inferior se encuentra a 120 m y sus restos se observan en Niembro y al N de Pimiango, en este último caso formando un escalón de la Sierra Plana del mismo nombre, cuya altura es 140 m, por lo que constituye el segundo nivel, juntamente con la Sierra Plana de Cué. Este segundo nivel forma asimismo un escalón alargado al pie de la Sierra Plana de la Borbolla, al Sur de Buelna. La Sierra Plana de la Borbolla está formada por el tercer nivel, de 220 m. Quedan restos de una posible superficie intermedia, a 160 m, en la parte oriental de la hoja, en la Sierra Plana de Pimiango. El cuarto

nivel está situado a 260 m, constituyendo la Sierra Plana de Roñanzas, al Sureste de Purón. Los niveles se encuentran formando escalones hacia el mar, sin que exista desnivel apreciable dentro de cada escalón, por lo que se puede suponer que se formaron por elevaciones sucesivas del litoral o descensos sucesivos del nivel del mar.

Las "rasas" no se han conservado en las calizas carboníferas ni en los materiales mesozóicos y terciarios, debido sin duda a la intensa carstificación posterior que han sufrido estos materiales. Quedan sin embargo, niveles de cumbres en algunas zonas que pudieran ser restos de antiguas superficies de erosión, como p. ej., en la parte superior de la Sierra de Cuera.

1.4.2 Holoceno

Han sido atribuidos al Holoceno los siguientes depósitos.

1.4.2.1 Playas ($Q_2 P$)

Abundan en la costa las playas pequeñas, de arenas silíceas muy finas, con abundantes fragmentos de conchas. La parte posterior de algunas playas, como la de Vidiago, está constituida por grandes bolos de cuarcita y caliza muy redondeados. En algunas de las playas situadas en la zona costera occidental de la Hoja, existen cordones de arena que las unen a las islas, constituidas por calizas carboníferas.

1.4.2.2 Aluviones ($Q_2 Al$)

Se encuentran en los ríos Purón y Deva, estando formados por depósitos de gravas y cantos con matriz arenosa y arcillosa con materia orgánica y estratificación cruzada frecuente.

1.4.2.3 Cubetas de descalcificación ($Q_2 Cu$)

Son depósitos de arcillas arenosas de color rojizo que quedan como materiales insolubles al disolverse las calizas que constituyen gran parte de la hoja. Son principalmente abundantes en la franja caliza situada al Noroeste de la hoja, donde se observa la presencia de numerosas dolinas y uvalas. En la zona denominada Yosa de Viango se encuentra un poljé (LLOPIS LLADO 1950), formado en parte sobre la terminación occidental del náculo anticlinal de Roñanzas, donde desaparece la cuarcita armónica. La extensión

de este poljé es de unos 3 Km². Está ligado a la presencia de fallas inversas de dirección E–W.

1.4.2.4 *Coluviones* (Q₂C)

Están formados por bloques angulares englobados en una matriz arenoso–arcillosa en la parte inferior y por bloques y gravas sueltas en las superiores. Se encuentran en laderas empinadas constituidas por calizas y cuarcitas.

1.4.2.5 *Depósitos de pie de monte*

Alcanzan una notable extensión al pie de la banda cuarcítica que constituye la Sierra Plana de la Borbolla, principalmente en la zona situada al S de Llanes. Los depósitos son principalmente arenosos, con cantos poco rodados y a veces se encuentran bastante consolidados. Pueden ser objeto de explotación para sílice, ya que son arenas bastante puras. Se extienden en forma de manto por una superficie de escasa pendiente y su modelado es semejante al de la cuarcita armorciana, por lo que puede a veces confundirse con ella, ya que están siempre recubiertos por una vegetación similar.

Es difícil precisar el origen de estos sedimentos. A veces se observan grandes bloques de calizas y cuarcitas englobados en las arenas. Podría tratarse de un depósito de la actividad periglacial, en cuyo caso su edad sería más antigua.

1.4.2.6 *Marismas y depósitos de ría* (Q₂M)

Se encuentran en Niembro, La Franca y Tinamayor. Los materiales que los constituyen son de gránulometría muy fina, principalmente arenas, arcillas, limos y fangos, con frecuencia saturados de agua y con una vegetación tipo salobre, algas, etc. . .

2 TECTONICA

La zona comprendida en la hoja de Llanes ha sido afectada principalmente por dos ciclos orogénicos, el Hercínico y el Alpídico. TOSAL (1968) se refiere a la existencia de pliegues hercínicos y de escamas con un despegue a nivel del Cámbrico medio, así como de estructuras alpílicas producidas por la removilización de otras hercinianas preexistentes. Esto había sido ya anteriormente descrito por PELLO (1967) en la hoja de Ribadesella, atribuyendo la orogénesis alpídica a la fase Sávica (Oligoceno superior). PORTERO & RAMIREZ DEL POZO (*in litt.*), indican la existencia de movimientos neokimmeridgienses (Jurásico superior), intraweáldicos, intraaptienses e intraalbiense en la hoja de Comillas, atribuyendo el plegamiento principal alpídico a las fases neoalpílicas, sin estar representada la Pirenaica por no haber discordancia entre el Priaboniense y el Oligoceno. A fines del Eoceno indican la posible existencia de un episodio diapírico (TECTÓNICA PRECOZ) y al estar ya plegado y cabalgado el Oligoceno, deducen que las fases fundamentales debieron de ser la Sávica y Estírica, con orientación E-W influida por las estructuras del zócalo.

2.1 TECTONICA HERCINICA

Las estructuras que se encuentran en los materiales del Paleozóico en la Hoja de Llanes son principalmente pliegues y cabalgamientos, así como algunas fallas de pequeña importancia. Las relaciones entre ellas muestran que las primeras en formarse fueron los pliegues, después los cabalgamientos y por últimos las fracturas que cortan a ambos.

Con respecto a la relación entre pliegues y cabalgamientos, dada la situación de estos últimos, casi siempre asociados a flancos de pliegues vergentes hacia el S, parece ser singenética, o lo que es igual, los cabalgamientos se habrían producido a causa de los mismos esfuerzos que provocaron el plegamiento.

Los pliegues en los materiales hercínicos se observan debido al afloamiento en los núcleos de las cuarcitas ordovícicas y suelen ser de geometría concéntrica y grandes dimensiones. La ruptura de los flancos de los anticlinales para dar lugar a cabalgamientos vergentes hacia el S es patente en la cartografía, observándose terminaciones perianticliniales en Niembro, al S de Llanes, Alto de la Tornería y Poljé de Viango, asociados a cabalgamientos en su flanco Sur. La vergencia Sur se observa claramente, aunque

gran parte de la región ha sufrido un empuje contrario posteriormente que ha dado lugar a la inversión de las principales estructuras.

La magnitud de los cabalgamientos no es muy grande, observándose como, a veces, la superficie de cabalgamiento se paralleliza a la estratificación al alejarse de la charnela del pliegue, cortando a los materiales del núcleo hasta alcanzar niveles bajos, como los del Cámbrico superior. Más hacia el Oeste, ya en la hoja de ribadesella (JULIVERT, PELLO & MARCOS, 1969), llega incluso a aflorar la formación Láncara del Cámbrico medio. Esto se observa en la evolución lateral del anticlinal que aflora en la vertiente sur de la Sierra del Cuera, donde la superficie de cabalgamiento atraviesa el núcleo poniendo en contacto cuarcita con cuarcita, para después, en el borde occidental de la Hoja, llegar a aflorar las pizarras y areniscas con glauconita del Cámbrico superior en el labio cabalgante y por último, ya en la Hoja de Ribadesella, pasar la base del cabalgamiento a las calizas y dolomías del Cámbrico.

El desplazamiento vertical de estas falla inversas o cabalgamientos incipientes puede ser variable, desde unos 400 m hasta más de 2000 m, ya que, como se observa en la cartografía, la cuarcita armoricana se pone en contacto con los niveles más altos del Carbonífero, cuyo espesor supera a veces los 1500 m.

Se pueden distinguir cuatro Unidades cabalgantes principales (Fig. 1). De Norte a Sur son: Unidad de Niembro, Unidad de Llanes, Unidad de Pendueles y Unidad del Cuera, con desplazamientos comparables, y dentro de ellas, escamas con desplazamiento muy inferior, como p. ej., la Escama de Viango en la Unidad del Cuera, que parece no haber rejugado durante el ciclo alpídico, como se deduce de la terminación de la superficie cabalgante bajo las arenas y conglomerados wealdenses cerca de la Borbolla.

La Unidad de Niembro sólo asoma en su extremo oriental en la hoja de Llanes, observándose en la esquina noroccidental de la misma una terminación parianticinal doble asociada a la superficie de cabalgamiento. Esta superficie ha rejugado en el ciclo alpídico, ya que cabalga a las calizas aptienses que afloran entre Bricia y Niembro y que buzan hacia el Norte.

La Unidad de Llanes está constituida casi en su mayor parte por calizas del Carbonífero, estando la superficie de cabalgamiento casi en la base de la Caliza de Montaña hasta llegar al sur de Llanes, donde aparece la cuarcita armoricana que forma el Anticlinal de Cué, roto en su flanco Sur para dar lugar a dicho cabalgamiento basal. El replegamiento asociado se observa en las radiolaritas en la base, en la terminación anticinal y en las caliza "griotte" carboníferas y radiolaritas asociadas que afloran entre las playas

de Andrín y Ballota. Este pliegue anticlinal es el más agudo de los existentes en la Hoja de Llanes.

La Unidad de Pendueles es más compleja. Atraviesa la Hoja de Llanes de

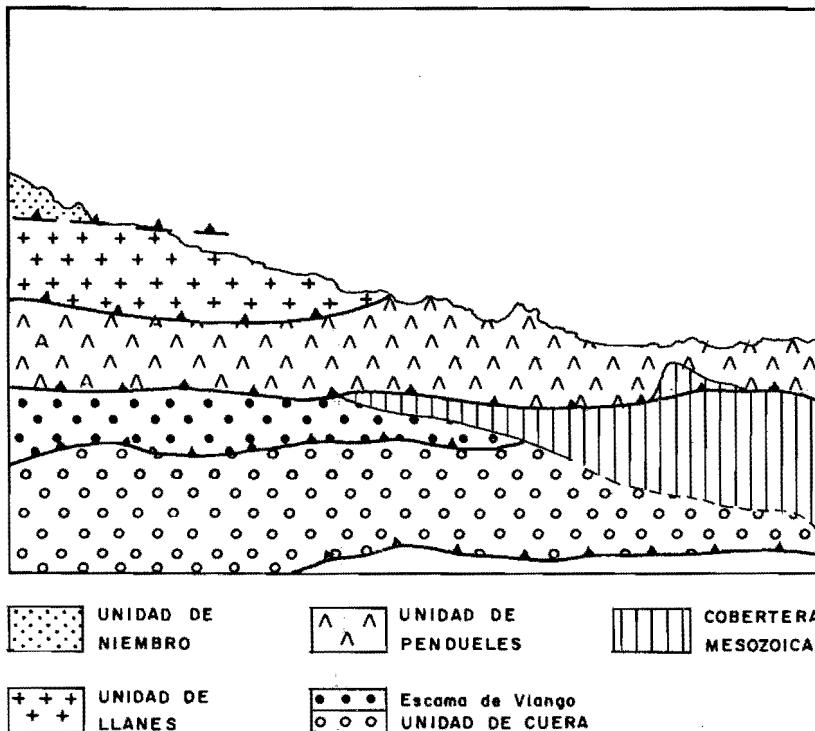


Fig. 1.— Unidades tectónicas de la Hoja de Llanes.

parte a parte y parece tener una escama en su interior, aunque es difícil de determinar por estar en contacto con los materiales mesozóicos y terciarios del borde oriental de la Hoja. La superficie de cabalgamiento se encuentra en la base de la Caliza de Montaña en su extremo occidental, pero rápidamente pasa al núcleo de un anticlinal en la cuarcita armoticana hasta llegar al Oeste de Purón, donde se pone en contacto con los materiales cretácicos del Sinclinal de Colombres, a la altura de Purón, se divide en dos, siendo una de ellas por el interior de la cuarcita armoricana hasta llegar a la Franca, donde pasa a las calizas del Cretácico inferior que son las que entonces cabalgan sobre los materiales del Eoceno. La otra superficie continúa bajo la cuarcita un tramo, pasando después a la Caliza de Montaña que queda como un

retazo del flanco Sur de un anticlinal desaparecido y después nuevamente a la cuarcita hasta llegar a La Franca, donde también pasa a las calizas aptienses en el Anticlinal de La Franca y se une a la anterior. Todo ello nos indica que ambas superficies han rejugado durante el ciclo alpino, pudiéndose deducir que la estructura también deriva de un anticlinal hercínico, restos de cuyo flanco Sur están representados por la "griotte" carbonífera y Caliza de Montaña que afloran al Este de Purón.

La Unidad del Cuera ocupa la mitad Sur de la Hoja y está constituida por una serie de anticlinales y sinclinales formando un gran sinclinorio. Tiene dos escamas en la parte occidental, que se unen hacia el centro en una sola. Tanto la estructura como las superficies de cabalgamiento muestran una inversión posterior. La escama principal está constituida por la ruptura del anticlinal de Roñanzas, en el que aflora la cuarcita armoricana y que es una estructura hercínica, ya que parece que el accidente basal de la misma no pasa a los materiales mesozoicos del Sinclinal de Colombres.

El cabalgamiento basal de la Unidad del Cuera deja aflorar al Cámbrico superior en su extremo occidental, habiéndose formado por ruptura de un anticlinal del que se conserva parte del flanco Sur en el extremo oriental de la Hoja. En diferentes ocasiones afecta a materiales cretácicos, lo que indica su rejuego durante el ciclo alpino.

Con respecto a las fracturas, son de poca importancia muestran generalmente una dolomitación secundaria en sus proximidades. Una de ellas, de dirección NW-SE, situada al E de Pico Vierzo, parece estar asociada a una serie de mineralizaciones de hierro que han sido objeto de pequeñas explotaciones en el pasado. Se trata de una falla normal con el labio oriental hundido y salto pequeño.

Podemos por tanto concluir que existen dos etapas principales de deformación durante el ciclo hercínico en la Hoja de Llanes. Durante la primera se produce un plegamiento que al evolucionar da lugar a una serie de cabalgamientos y escamas asociados en flancos de pliegues y siguiendo la orientación de los mismos, o sea, E-W. Tanto los pliegues como los cabalgamientos tienen vergencia Sur. La segunda etapa de deformación produce la inversión de las estructuras a que nos hemos referido anteriormente, levantando los pliegues hasta que las superficies axiales de los mismos y las superficies de cabalgamiento buzan en sentido contrario, o sea, hacia el Sur. Esto es más patente en la zona media de la Hoja y sobre todo en la unidad del Cuera. Se puede deducir que esta inversión fue originada por un empuje de dirección aproximada N-S, pero no hemos podido observar ningún pliegue o estructura asociada a dicha acción. JULIVERT, PELLO & MARCOS

(1969) indican que en la Hoja de Ribadesella, no está clara la representación de la fase con excepción de la inversión producida en las estructuras.

2.2 EDAD DE LAS DEFORMACIONES HERCINICAS

Es muy difícil hacer precisiones sobre la edad de las deformaciones hercínicas en la Hoja de Llanes. Se observa solamente que la sedimentación parece ser continua durante el Cámbrico y Ordovícico, existiendo posteriormente una laguna que abarca el Ordovícico superior, Silúrico y Devónico hasta el Frasniano excluido. Después, durante el Carbonífero, la sedimentación es prácticamente continua hasta el Westfaliense A, encontrándose que los terrenos más modernos del Paleozoíco datados en la hoja son del Westfaliense C. Sin embargo, en la Hoja de Carreña-Cabrales situada inmediatamente al S de la de Llanes, se observa que la sedimentación calcárea continua aún sin interrupción hasta el Estefaniense A, existiendo ya discordancia angular con depósitos de edad Estefaniense B (MARTINEZ GARCIA & WAGNER, 1971). Por todo ello, podemos concluir que la fase principal de plegamiento y formación de cabalgamientos es posterior al Estefaniense A y por lo tanto se trataría de la Fase Astúrica. La etapa de inversión de las estructuras sería por tanto posterior al Estefaniense B y pre-triásica, como hace suponer el que en otras regiones más al Oeste, se encuentre esta segunda deformación en materiales paleozoíticos mientras que los post-paleozoíticos no están casi deformados.

En cuanto a la fracturación, también sería Estefaniense superior o Pérmica, pero su edad es muy difícil de establecer con seguridad por haber rejugado posteriormente y observarse que afectan a materiales mesozoíticos y terciarios en zonas vecinas.

2.3 TECTONICA ALPIDICA

La sucesión de etapas de deformación alpidicas es bastante parecida a la que acabamos de describir para la orogénesis hercínica. Se observan en estos materiales igualmente pliegues, cabalgamientos y fracturas por este orden, sobre todo en los existentes en el borde oriental de la Hoja que constituyen el borde de la llamada Cuenca Cantábrica mesozoico-terciaria.

Las estructuras plegadas de los materiales post-paleozoíticos son las primeras en producirse, ya que están cortadas por cabalgamientos y fracturas. Se distingue un gran sinclinal en la parte Norte del borde oriental, el

Sinclinal de Colombres, y en el borde Sur, parte de dos sinclinales, cortados por un cabalgamiento, los Sinclinales de Alevia y Panes. En el Sinclinal de Colombres tenemos la sucesión mesozóica y terciaria desde el Wealdense hasta el Biarritziense, mientras que en los dos últimos sólo aparecen materiales cretácicos.

El Sinclinal de Colombres está cortado en su flanco Norte por el cabalgamiento de la Unidad de Pendueles, cuyas dos escamas se unen al llegar a la Franca, afectando al Cretácico de Tresgrandas y Santa Eulalia la más meridional y al de La Franca la más septentrional. Este cabalgamiento produce arrastres como se puede apreciar en el corte, que hacen cabalgar a la cuarcita armoricana sobre las calizas del Luteciense y a estas a su vez sobre las margas del Biarritziense.

Los sinclinales de Alevia y Panes, en el borde Sur de la hoja, están a su vez cabalgados por la Unidad del Cuera. Esta estructura se prolonga hacia el Este en la Hoja de Comillas, quedando amortiguado en el núcleo de un anticlinal de materiales cretácicos (TOSAL, 1968; PORTERO & RAMIREZ DEL POZO *in litt*). Esto nos hace ver cómo al acercarnos al borde del Macizo Asturiano paleozóico, las estructuras generadas en los materiales post-paleozóicos pueden deberse al efecto en profundidad de antiguos accidentes hercínicos que re juegan en el ciclo alpídico.

El cabalgamiento de la Unidad de Pendueles sobre el Sinclinal de Colombres también se prolonga hacia el E en la hoja de Comillas, amortiguándose asimismo en el flanco S del anticlinal mesozoico de Pellezo. El desplazamiento vertical en este caso ha debido ser superior a los 1500 m, mientras que en el cabalgamiento de Alevia—El Mazo, no parece haber pasado de 500 m.

El desplazamiento relativo de los cabalgamientos durante el ciclo alpídico ha debido de ser pequeño, dada la semejanza de facies y espesores existentes en todas las unidades. Basándose en el espesor de las calizas aptienses, se puede pensar que este desplazamiento tenga mayor importancia según la superficie que limita la Unidad de Pendueles que en la Escama de la Franca, ya que el espesor de las mismas es mayor en la Escama de Pendueles que en la Unidad del Cuera, mientras que es igual en la Escama de la Franca que en la de Pendueles.

Que existen cabalgamientos asociados a un plegamiento de edad alpídica, parece observarse en la zona de La Franca, donde la superficie de cabalgamiento que pone en contacto la cuarcita armoricana con los materiales mesozóicos y terciarios del Sinclinal de Colombres, está ligada al flanco sur de un anticlinal, cuya charnela se observa en el corte del Río Purón,

con núcleo de cuarcita y cobertura de calizas aptienses igualmente plegadas. Esto indica que el comportamiento del zócalo durante el ciclo alpídico de deformación no fue totalmente rígido, sino que llegaron a formarse pliegues, lógicamente de mayor radio de curvatura que los hercínicos, que terminaron asimismo por romperse y dar lugar a cabalgamientos o fallas inversas.

De lo anteriormente expuesto podemos sacar en conclusión que en la Hoja de Llanes existen pliegues de edad alpídica producidos por una adaptación al rejuego de accidentes hercínicos, pliegues que han llegado después a romperse y transformarse en cabalgamientos, y otros pliegues, producidos por la flexión conjunta de zócalo y cobertura que epueden también haber llegado a romperse y dar lugar a fallas inversas: sería incluso posible pensar, a la vista solamente de la Hoja de Llanes, que la inversión de las estructuras hercínicas de que habíamos hablado en la tectónica hercínica, se hubiera efectuado durante la compresión N-S ocurrida en el ciclo alpídico. Sin embargo, las observaciones efectuadas en zonas más occidentales parecen indicar que esto no ha sido así, sino que probablemente ocurrieron en el ciclo hercíniano.

Con posterioridad, se producen pequeñas fallas normales e inversas que afectan a materiales paleozóicos y post-paleozóicos. En las cercanías de La Borbolla se observan dos pequeñas fallas inversas que afectan a las calizas carboníferas y a las de edad aptiense, mientras que se amortiguan en los niveles superiores del Cretácico. La charnela del Sinclinal de Colombres en la zona de Bojes, está afectada por una falla normal que hunde el bloque E, al igual que otra falla que se encuentra cerca de Noriega y lleva igual dirección. Estas fallas normales parecen conjugadas de la que afecta a la zona occidental de la Sierra del Cuera, siendo igual el movimiento de los bloques, por lo que podrían ser todas ellas de edad alpídica.

2.4 EDAD DE LAS DEFORMACIONES ALPIDICAS

Ya hemos dicho anteriormente que la sucesión cretácico-terciaria en la zona de Colombres, que es donde aparece más completa, parece normal y concordante, salvo alguna pequeña laguna, hasta las margas del Biarritzense, que son los terrenos más modernos que aparecen en la Hoja de Llanes. Sin embargo, según datos de PORTERO & RAMIREZ DEL POZO (*in litt*), el plegamiento principal tuvo lugar en las fases Sávica y Estírica y los cabalgamientos casi simultáneamente con el plegamiento según los casos a que nos hemos referido en el apartado anterior. De la Hoja de Llanes sólo se deduce

que serían posteriores al Eoceno medio, ya que son de esta edad los materiales más modernos afectados por ellas.

2.5. NEOTECTONICA

Los niveles de "rasas" existentes en la hoja de Llanes confirman la existencia de movimientos verticales en la zona durante el Cuaternario, ya que estas se consideran como del Pleistoceno. Las dataciones de rasas del occidente de Asturias han proporcionado una edad Eoceno inferior (MARY, 1971), pero esta edad es imposible en las de la zona de Llanes, puesto que son posteriores al plegamiento principal y este tuvo lugar en el Oligoceno superior. Es por tanto mucho más probable que se hayan producido durante el Pleistoceno, al menos las más bajas, o sea los niveles de 140 y 120 m, pudiendo las más altas ser más antiguas.

La formación de las rasas puede haber sido un fenómeno eustático, o sea, debido solamente al descenso del nivel del mar, o bien epirogénico por elevación del litoral con respecto al nivel del mar. Es posible que en la zona oriental de Asturias hayan intervenido ambos fenómenos. El fenómeno del eustatismo puede haber sido debido a la elevación isostática que siguió a la desaparición de la capa de hielo que cubrió estas zonas, y cuyo testimonio es abundante en los picos de Europa. Quizás esté también ligada esta última a la flexión que parece haber en la costa cantábrica, que produce el hundimiento de la zona occidental.

3 HISTORIA GEOLOGICA

En la zona representada en la Hoja de Llanes, comienza la historia geológica con el depósito de sedimentos del Cámbrico superior en una zona costera, de tipo detrítico y ambiente reductor, como indica la formación de glauconita en gran cantidad. Sigue una elevación y depósito en condiciones someras de un gran espesor de cuarcitas bastante puras con numerosas pistas y huellas orgánicas. Posteriormente quizás llegara a depositarse un Ordovícico medio-superior en facies pelíticas similar al del Sueve y quizás Silúrico y Devónico inferior semejante a los del Norte de León, pero, en todo caso, fueron erosionados hasta el nivel de la cuarcita armoricana, y quizás una parte de ésta, como parece desprenderse de los fósiles encontrados en la misma, durante la elevación de toda la zona cantábrica que tuvo lugar antes

del depósito del Frasniente. Entonces, se deposita un conjunto de areniscas y conglomerados con restos de plantas del Devónico superior que indica condiciones continentales, con intercalaciones marinas. Esta elevación se realaciona con el plegamiento que estaba ocurriendo por entonces en zonas más internas del Macizo Hespérico.

El Carbonífero comienza a continuación con depósito de materiales silíceos de cierta profundidad (radiolaritas) y calizas nodulosas en facies condensada, de poca profundidad. Después se pasa ya a una sedimentación poco profunda de tipo plataforma, que la que va a predominar en la mayor parte de la Hoja durante el resto del Carbonífero. El ambiente primero es reductor (Caliza de Montaña) y después pasa a otro de mayor energía que, lateralmente, puede pasar a series de tipo flysch indicando la presencia de paleopendientes y mayores profundidades.

En esta zona faltan casi los materiales del Carbonífero más alto, que fueron erosionados por efecto de las deformaciones del ciclo hercínico, ocurridas durante el Estefaniense y Pérmico. Posteriormente, todos los materiales paleozóicos son peneplanizados antes del Pérmico, con una carstificación que se aprecia sobre todo en zonas situadas más al S. Durante el Permotriásico la sedimentación es principalmente continental. Faltan los materiales jurásicos, que si se depositaron, fueron arrasados antes del Cretácico inferior.

La erosión del Macizo Asturiano dio lugar a los materiales detríticos que constituyeron el depósito, en condiciones continentales, de la facies wealdense. Al comienzo del Aptiense tiene lugar una disminución de los aportes e invasión marina que da lugar a sedimentación principalmente calcárea con irregulares aportes terrígenos. Se observa la proliferación de arrecifes. En el Albienense la cuenca es también irregular y en el Cenomanienense empieza ya un régimen francamente marino. Durante el Turoniense, Coniacienense y Santoniense, es cuando la cuenca alcanza la mayor profundidad, depositándose sobre todo margas y calizas nodulosas en medio nerítico. En el Campaniense se inicia una elevación de la cuenca que se hace mayor en el Maastrichtiense, con gran cantidad de arena en las calizas y medio litoral a nerítico.

El Paleoceno comienza con dolomías con gasterópodos que parecen ser de un medio lacustre-salobre. El resto es de facies marina, de agua someras y calizas. En el Ilerdiense se depositan calizas de Alveolinas de facies nerítica. En el Cuisiense y Luteciense, la sedimentación es también nerítica-litoral, con calizas arenosas. En el Biarritziense la profundidad es algo mayor, depositándose las margas azules.

Después del Oligoceno Superior tienen lugar los plegamientos de los materiales post-paleozóicos y rejuego de las estructuras hercinianas. Despues, la región es sometida a erosión marina y se forman las superficies planas o "rasas" que son levantadas posteriormente.

4 GEOLOGIA ECONOMICA

4.1 MINERIA Y CANTERAS

No existen en la actualidad explotaciones de minerales de interés económico en la Hoja de Llanes, aunque si las hubo en el pasado. Sin embargo se encuentran numerosos indicios de hematites, pirolusita, barita, cinabrio, fluorita, calcopirita, galena, blenda y estibina. Los más abundantes son los de hierro y manganeso, que suelen ir asociados, aunque predominando uno u otro según los casos. Las explotaciones más importantes de estos minerales estuvieron en la Sierra del Cuera, al norte de Alevia. Fe y Mn se presentan como relleno de filones y cavidades, con aspecto botroidal, encontrándose a veces hematites de excelente calidad pero generalmente poca cantidad.

La presencia de mineralizaciones de hierro y manganeso parece estar asociada a veces a fracturas, como p. ej., en el caso de los indicios de El Alizar, Najarón, El Haba, y el Canto, en la parte occidental de la Sierra del Cuera, que se encuentran alineados según una de las fallas normales de dirección NW-SE. Otras veces están alineados según cabalgamientos, como los de El Toral, Sobajo y el Corrillo, según el cabalgamiento basal de la Unidad de Llanes.

El manganeso se encuentra concentrado con frecuencia en depósitos de tipo cárstico (LLOPIS LLADO, 1958), así como también el hierro y la marcasita (MARTINEZ ALVAREZ, 1960).

De cobre existen dos indicios, uno cerca de Quintana y el otro en Brañosola (Sierra del Cuera). De fluorita se tienen noticias cerca de Poo de Llanes. De plomo otros dos, al Este de Peña Blanca en la Sierra del Cuera. Uno de antimonio cerca de Llanes y, por último cinco de mercurio, bien solo o asociado, más frecuentemente, a barita, en Porrúa, Hoyos Negros (Sierra del Cuera), Buelles, La laguna (Panes) y Llonín. Los indicios de Buelles, la Llaguna y Llonín, están alineados según el cabalgamiento basal de la Unidad de Cuera. Esta distribución de los indicios de cinabrio está de acuerdo en líneas generales con la encontrada por LUQUE (1974).

Sin embargo, en los Picos de Europa, sobre todo en la zona situada más

al Sur, se puede observar la estrecha relación existente entre los yacimientos de barita, galena, blenda, cinabrio, calcopirita, etc., con los depósitos de edad pérmica constituidos por "red-beds" con intercalaciones de conglomerados calcáreos del tipo del Conglomerado de la Riera, por lo cual nosotros pensamos que la mineralización no ha ascendido por las fracturas, sino que por el contrario estaba ligada a los sedimentos pérmicos y ha sido depositada en las fallas desde arriba antes del comienzo del Triásico, así como rellenando cavidades cársticas (Sierra del Cuera).

Más importante en la actualidad es la explotación de arenas para sílice, existiendo varias canteras abandonadas y tres en explotación al S de Llanes. Dos de ellas explotan las areniscas del Devónico superior y la parte alta de las armoricanas, una de ellas cerca del Alto de la Tornería y la otra cerca de La Pereda. La tercera, en explotación desde hace poco se sitúa en los materiales arenosos de recubrimiento de pie de monte, al S de Llanes.

En la Caliza de Montaña cruzada por el Río Deva existe también una gran cantera para la explotación de caliza.

4.3 HIDROGEOLOGIA

Dada la gran abundancia de materiales carbonatados en la Hoja de Llanes es lógico pensar que la hidrogeología carstica será la de mayor importancia. En efecto, la zona está surcada por infinidad de dolinas, uvalas y algunos poljés, que indican una gran actividad circulatoria subterránea. Esta actividad da lugar a surgencias importantes, como la que da lugar al nacimiento del Río Purón, que recoge gran cantidad de las aguas caídas en la Sierra del Cuera. En dicha Sierra existen asimismo diversas fuentes, de tipo sifónico, en las alturas. Asimismo tienen lugar surgencias submarinas en diversos puntos de la costa. Algunas dolinas han sido taponadas por los depósitos arcillosos y se encuentran actualmente llenas de agua.

Las aguas freáticas de materiales detríticos no revisten gran importancia, ya que sólo hay recubrimientos en zonas limitadas, como el pie de la Sierra del Cuera, al S de Llanes. En cuanto al Sinclinal de Colombres, por estar constituido por alternancias de materiales permeables, tienen una mayor importancia en cuanto a la posible existencia de niveles freáticos cautivos e incluso artesianos.

Existen numerosas cuevas, simas y cavernas en la hoja de Llanes. Algunas de ellas son conocidas desde antiguo y han servido de abrigo al hombre primitivo, como la del Pindal, situada en la Caliza de Montaña al norte de

Pimiango, la de Balmori, Lledías, etc. . . Otras son casi desconocidas, como la del Agudu, en Lonín, Anllaida en el Mazo, Arnero en Posada, El Covarón en la Pereda y El Cueto en La Cruz cercana a ella, Don Xuan en Parres, El Espinoso en La Franca, Fonfría en Barro, La Franca cerca de Santiuste, La Herrería cerca de Bolao, La Loja en El Mazo, Mazaculos en Pimiango, La Mora en el Soberrón de Llanes, Porrúa cerca de este pueblo, Sonrasa en Andrín, etc., etc. . .

5 BIBLIOGRAFIA

- ADARO, L. de & JUNQUERA, G. (1916).— Criaderos de España, II, Hierros de Asturias, *Mem. Inst. Geol. Esp.*, 1—610.
- BARROIS, Ch. (1882).— Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice, *Mem. Soc. Geol. Du Nord. II.* 1., 1—630.
- BERTRAND, L. & MENGAUD, L. (1912).— Sur la structure des Pyrénées cantabriques entre Santander et Llanes et leur relations probables avec les Pyrénées, *Bull. Soc. Geol. France*, 4e. Ser., XII, 504—518.
- CARRERAS, F. & RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).— Estratigrafía del Cretácico superior del borde nororiental del Macizo Asturiano (zona de Bilbao—Labarces, provincia de Santander). *Publ. I congr. Hisp. Luso. Amer. Geol. Econ.*, I, 1, 49—72.
- COMTE, P. (1959).— Recherches sur les terrains anciens de la Cordillere Cantabrique, *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 60, 1—440.
- CIRY, R. (1940).— Etude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, Leon et Santander, *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 74, 1—513.
- CUETO RUIZ DIAZ, E. (1928).— Orografía y geología tectónica del país Cantábrico—Asturiano, *C.R. XIV Congr. Geol. Inst. Madrid.* IV, 2059—2130.
- CUETO RUIZ DIAZ, E. (1930).— Nota acerca del origen de las llanuras, rasas y sierras planas de la costa de Asturias, *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XXX, 241—254.
- EZQUERRA DEL BAYO, J. (1844).— Descripción geognóstica y minera de la provincia de Palencia, *Bol. Of. de Minas*, XIV, 160—163.
- GOMEZ DE LLARENA, J. & ROYO, J. (1927).— Las terrazas y rasas litorales de Asturias y Santander, *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* XXVII, 19—38.

- HERNANDEZ PACHECO, E. (1913).— Datos respecto a la orogenia de Asturias. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XIII, 143–148.
- HERNANDEZ PACHECO, E. & HERNANDEZ PACHECO, F. (1935).— Observaciones respecto a estratigrafía y tectónica de la Cordillera Cántabro—Asturiana, *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XXXV, 487–497.
- HERNANDEZ PACHECO, E. & HERNANDEZ PACHECO, F. (1936).— Discusión de la nota de los Sres. Hernández Pacheco (E. y F.). Corte geológico del extremo oriental de Asturias, *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XXXVI, 58–59.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1949).— Las rasas litorales de la costa cantábrica en su segmento asturiano, *C.R. XVI Congr. Geog. Int., Lisboa*, 29–86.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1928).— Discusión de algunos puntos de la hoja geológica de Llanes (Asturias). *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, I, n. 1, 1–23.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1936).— Sobre las Cruzianas de las Sierras planas (Asturias), *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XXXVI, 14–16.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. & KINDELAN, A. (1950).— Explicación de la hoja del Mapa Geológico Nacional a escala 1/50.000, n. 32 (Llanes), *Inst. Geol. Min. Esp.* 109 pp.
- HIGGINS, A.C. (1971).— Conodont Biostratigraphy or the late Devonian—early Carboniferous rocks of the South Central Cantabrian Cordillera, *Trabajos de Geología, Fac. Ciencias, Univ. de Oviedo*, 3, 179–192.
- JULIVERT, M. PELLO, J. & MARCOS, A. (1969).— Explicación de la Hoja del Mapa Geológico Nacional a escala 1/50.000, núm. 31 (Ribadesella), *Inst. Geol. Min. Esp.*
- KARREMBERG, H. (1934).— Die Postvariscische Entwicklung des Kantabro—Asturisches Gebirge (Nordwestspain), *Beitr. z. Geol. d. West Medit. Geb.*, Berlin (Trad.: La evolución post—variscica de la Cordillera Cantabro—Astúrica, *Publ. Extr. Geol. Esp.*, III, 104–224 (1946).
- LLOPIS LLADO, N. (1950).— La evolución hidrogeológica de la Cueva del Requeixu (Parres, Asturias). *Speleon*, I, 3–4, 149–175.
- LLOPIS LLADO, N. (1958).— Sobre el karst actual y fósil de la terminación oriental de la Sierra del Cuera y sus yacimientos de hierro y manganeso, *Monogr. Geol. Inst. Geol. Apl. Oviedo*, X, 1–59.
- LUQUE, C. (1974).— Los yacimientos de mercurio astur—leoneses, *Bol. I.D.E.A., Supl. Ciencias*, 19, 3–11.
- MAAS, K. (1974).— The geology of Liebana, Cantabrian Mountains, Spain: Deposition and deformation in a flysch area, *Leidse Geol. Meded.*, 49, 379–465.

- MAESTRE, A. (1864).— Descripción física y geológica de la provincia de Santander, *J. Gen. Estadística*, 1–120, Madrid.
- MALDONADO, A., REGUANT, S. & TRUYOLS, J. (1970).— La sucesión litoestratigráfica del Terciario de San Vicente de la Barquera (Santander), *Brev. Geol. Astur.*, XIV, 32–36.
- MALLADA, L. (1904).— Explicación del Mapa Geológico de España. Sistemas Infracretácico y Cretácico, *Mem. Com. Mapa Geol. Esp.*, V.
- MARCOS, A. (1967).— Estudio geológico del reborde NW de los Picos de Europa (Región de Onís—Cabrales, Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología, Fac. Ciencias, Univ. Oviedo*, 1, 39–46.
- MARTINEZ ALVAREZ, J.A. (1960).— Nota sobre un depósito cárstico de marcasita de las inmediaciones de Llanes (Asturias). *Speleón*, XI, 1–4, 47–52.
- MARTINEZ ALVAREZ, J.A. (1965a).— Nota sobre el manchón westfaliense de Pendueles (Llanes—Asturias), *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 78, 71–76.
- MARTINEZ ALVAREZ, J.A. (1965b).— *Rasgos geológicos de la zona oriental de Asturias*, I.D.E.A., pp. 1–132, Oviedo.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1971).— The age of the Caliza de Montaña in the Eastern Cantabrian Mountains, *Trabajos de Geología Fac. de Ciencias, Univ. Oviedo*, 3, 267–276.
- MARTINEZ GARCIA, E., (*in litt*), Memoria de la Hoja del Mapa Geológico Nacional (MAGNA) a escala 1/50.000, núm. 56 (CARREÑA CABRALES), *I.G.M.E.*
- MARTINEZ GARCIA, E., CORRALES, I. & CARBALLEIRA, J. (1971).— El flysch carbonífero de Pendueles (Asturias), *Trabajos de Geología, Fac. Ciencias, Univ. de Oviedo*, 3, 277–283.
- MARTINEZ GARCIA, E. & WAGNER, R.H. (1971).— Marine and Continental deposits of Stephanian age in eastern Asturias, *Trabajos Geología, Fac. Ciencias, Univ. Oviedo*, 3, 285–305.
- MARY, G. (1971).— Les hautes surfaces d'abrasión marine de la côte asturiennes (Espagne), *Hist. Strct. Golfe Gasc.*, 2, V.5.1. a V.5.12. Technip, Paris.
- MENGAUD, L. (1920).— *Recherches géologiques dans la région cantabrique*, livrairie Scientifique J. Hermann, pp. 1–374, Paris.
- PELLO, J. (1967).— Estudio geológico de la prolongación del borde oriental de la Cuenca Minera Central de Asturias (Noroeste de España), *Trabajos de Geología, Fac. Ciencias, Univ. Oviedo*, 1, 27–38.
- PELLO, J. & PHILIPPOT, A. (1966).— Sur la présence du Llanvirn au

- Puerto Sueve (Zona oriental des Asturias, NW de l'Espagne), *C.R. Somm. Soc. Geol. France*, 4, 156–157.
- PORTERO, J.M. & RAMIREZ DEL POZO, J. (*in litt.*), Memoria de la Hoja del Mapa Geológico Nacional (MAGNA) a escala 1/50.000, núm. 33 (Comillas), *Inst. Geol. Min. Esp.*
- RADIG, F. (1966).— Eine Oberdevon Fauna aus dem Ostlichen Asturien (Spanien) und die Schichtlücke unter den Knollenkalken des Visé, *Zeitsch. Dtsch. Geol. Ges.*, 115, 2–3. 515–523.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1969).— *Síntesis estratigráfica y micropaleontológica de la facies Purbeckiense y Wealdense del Norte de España*. Ediciones CEPSA, S.A., pp. 1–68, Vitoria.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).— Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica), *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 78, 1–357.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1972).— Algunos datos sobre la estratigrafía y micropaleontología del Aptiense y Albienense al Oeste de Santander. *Rev. Esp. Micropal.*, Vol Estr., pp. 59–97.
- RAT, P. (1959).— Les pays cretacés basco–cantabriques (Espagne), *Publ. Univ. Dijon*, 18, 1–525.
- REGUANT, S. & TRUYOLS, J. (1968).— El *Nummulites* aff. *Biedai* del Cabo Oriambre (San Vicente de la Barquera, Santander) y su situación estratigráfica, *Brev. Geol. Astur.*, XII, 2, 1–3.
- SITTER, L.U. de (1962).— The structure of the southern slope of the Cantabrian Mountains: explanation of a geological map with sections, scale 1/100.000, *Leidse Geol. Meded.*, 26, 255–264.
- TOSAL, J.M. (1968).— Relaciones zócalo–cobertura en el límite de las provincias de Oviedo y Santander, *Brev. Geol. Astur.*, XII, 1, 9–14.
- VERNEUIL, E. (1852).— El terreno Cretácico en España, *Rev. Min.*, 3, 339–471.
- WAGNER, R.H. WINKLER PRINS, C.F. & RIDING, R.E. (1971).— Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in Northern Leon, Spain, "The Carboniferous of Northwest Spain", Trab. Geol. Univ. Oviedo, n. 4, pp. 603–663.

**INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 · MADRID-3**

I.S.S.N. 0373-2096



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA