



IGME

29

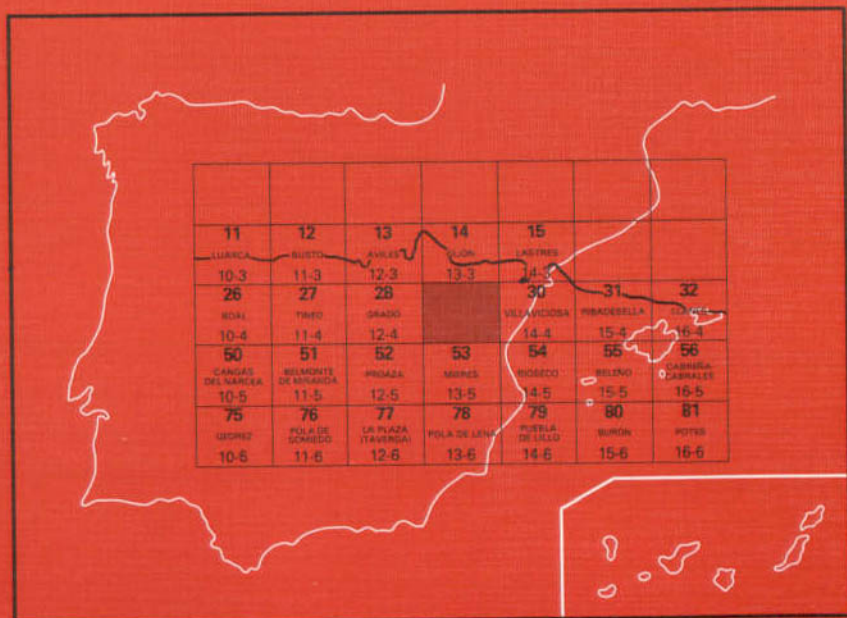
13-4

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

OVIEDO

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

OVIEDO

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por ENADIMSA, con Normas, Dirección y Supervisión del IGME, habiendo intervenido en dicha realización los siguientes geólogos e ingenieros de minas:

M. Gervilla (Paleozoico).

C. Beroiz, R. Pignateli, A. Baron, J. E. Coma, C. Felgueroso, J. Ramírez del Pozo y G. Giannini (Mesozoico y Terciario).

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- muestras y sus correspondientes preparaciones,
- informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras,
- columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos,
- fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M - 40.652 - 1973

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

1 INTRODUCCION

Esta Hoja incluye dos conjuntos estratigráficos-estructurales bien diferenciados: el Paleozoico, de reducida extensión en sus afloramientos, que se distribuye en manchas aisladas por los bordes este y sur de la Hoja, y el Mesozoico y Terciario, mucho mejor representados, que ocupan casi la totalidad de su superficie. Los dos conjuntos quedan separados por clara discordancia angular y en otros puntos por fallas de cierta importancia.

Los terrenos paleozoicos de la Hoja pertenecen a dos de las cuatro subunidades en que queda dividida la zona Cantábrica (JULIVERT, 1967): los afloramientos de Santo Firme, Naranco y Sierra Grandota, en el extremo nororiental de la «región de pliegues y mantos» y el Carbonífero de Aramil y Bimenes, en el borde norte de la «cuenca carbonífera Central», prolongándose estos terrenos hacia el Norte, bajo la cobertura mesozoica.

Por lo que al Mesozoico y Terciario se refiere, se encuentran éstos ubicados en la zona suroccidental de la Cuenca Mesoterciaria de Asturias, en la que, desde los puntos de vista estratigráfico y estructural, se distinguen tres unidades principales, que de Norte a Sur son (fig. 1): 1) Cuenca de Gijón-Villaviciosa. 2) Franja Móvil Intermedia. 3) Surco de Oviedo-Infiesto.

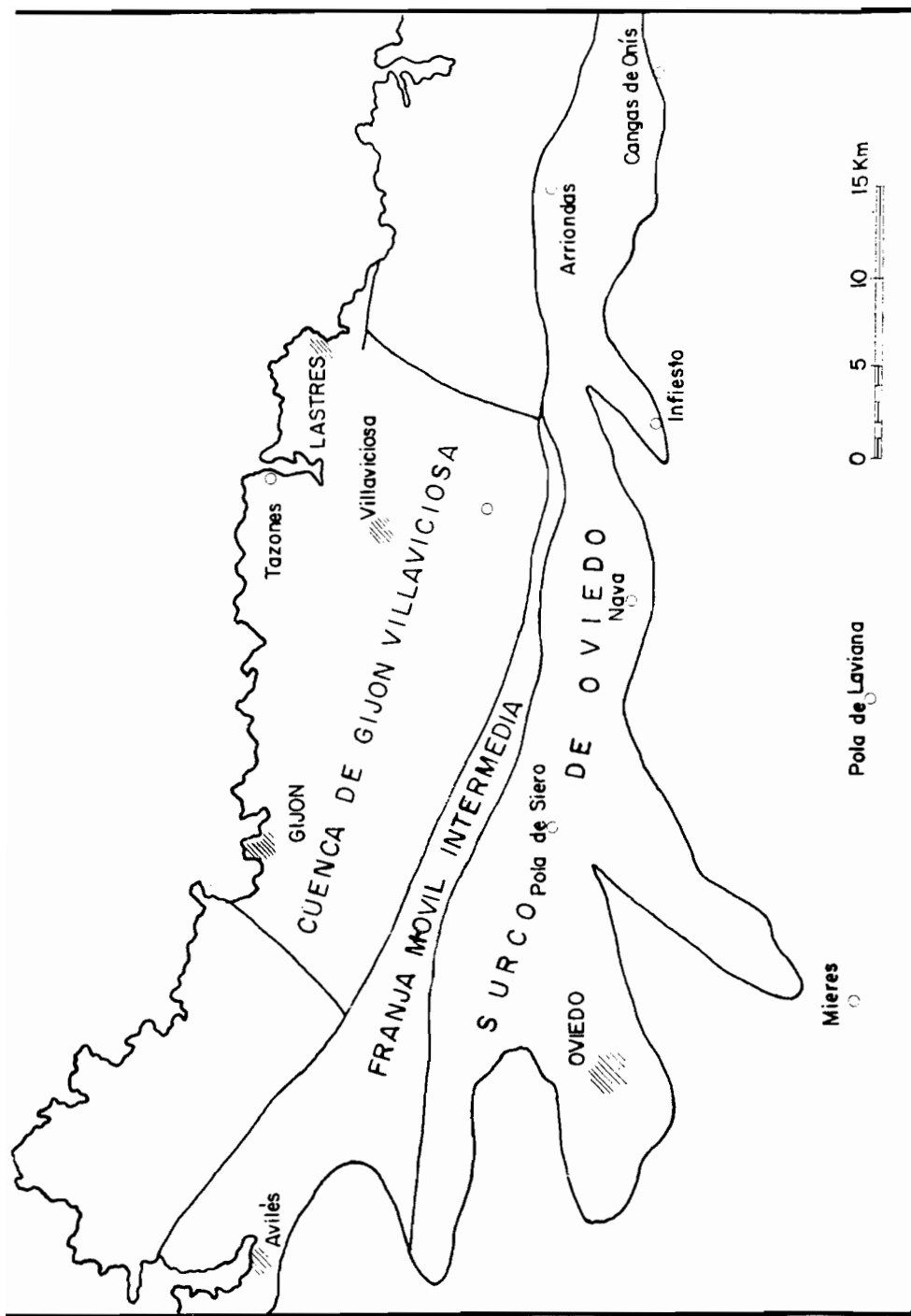


Figura 1.—Unidades paleogeográficas de la cuenca mesoterciaria de Asturias

La cuenca de Gijón-Villaviciosa fue una cuenca de sedimentación durante el Triásico, Jurásico y Cretácico Inferior, cuyo eje se desplazó gradualmente hacia el NE. Por movimientos diferenciales se elevó durante el Dogger y volvió a hundirse en el Malm.

La franja móvil intermedia se sitúa entre las otras dos unidades y ha funcionado como una charnela móvil durante el basculamiento de la cuenca de Gijón-Villaviciosa, al Norte, y el de la cuenca o surco de Oviedo-Infiesto, al Sur. Debe estar en relación con un accidente profundo que ha motivado la gran movilidad de esta unidad a través de los tiempos geológicos, así como el fuerte trastorno tectónico durante el plegamiento alpino, que, en cambio, se ha dejado sentir ligeramente en el resto de la región. En esta franja afloran sedimentos que abarcan desde el Liásico al Cretácico Superior.

El surco de Oviedo-Infiesto representa una zona de alto o umbral desde el Triásico hasta el Cretácico Inferior, faltando los sedimentos del Triásico Superior y Jurásico. Posteriormente, por efecto de un basculamiento al Sur, relacionado con el accidente de la franja móvil intermedia, se depositaron sedimentos del Cretácico Inferior (facies de Utrillas) y del Cretácico Superior, en facies marina poco profunda, y del Terciario en facies continental.

El trabajo de campo para el levantamiento de la cartografía geológica de la parte correspondiente al Paleozoico ha sido realizado por M. GERVILLA, del Departamento de Geología de ENADIMSA. Por lo que respecta al área ocupada por los terrenos mesozoicos y terciarios, han intervenido los siguientes geólogos: C. BEROIZ, R. PIGNATELLI, A. BARON, J. E. COMA, C. FELGUEROSO, J. RAMIREZ DEL POZO y G. GIANNINI, del Departamento de Investigación de CIEPSA. La redacción de esta Memoria y composición de la Hoja geológica correspondiente ha sido realizada por M. GERVILLA, G. GIANNINI y J. RAMIREZ DEL POZO.

2 ESTRATIGRAFIA

La Hoja de Oviedo muestra una gran variedad de terrenos. El Paleozoico está representado por el Devónico Inferior y Medio, y una serie continua del Carbonífero que comprende desde el Visetense hasta el Westfaliense D Medio, donde queda interrumpida por los sedimentos pérmicos.

Por lo que al Mesozoico y Terciario se refiere, se encuentran representados por el Triásico, Jurásico, Cretácico Inferior, Paleoceno y Oligoceno. Del Cuaternario, los materiales más interesantes son los depósitos en relación con las rasas.

3 PALEOZOICO

3.1 DEVONICO

El Devónico en Asturias consta de un conjunto de formaciones litoestratigráficas definidas por BARROIS (1882), en las que posteriormente ADARO y JUNQUERA (1916), DELEPINE (1932) y COMTE (1959) introdujeron algunas modificaciones que han dado lugar a la nomenclatura actualmente en uso. Son de muro a techo:

- Complejo de Rañeces, Caliza de Moniello, Arenisca del Naranco, Caliza de Candás y Arenisca de Candás.

Todas estas formaciones han sido definidas en los acantilados de las costas asturianas, dentro de las Hojas de Avilés y Gijón.

La reducida extensión de los afloramientos devónicos en la presente Hoja y su situación paleogeográfica, próximos a borde de cuenca, hacen muy difícil su correlación con los estratotipos de las formaciones devónicas definidas en las costas asturianas; en Sierra Grandota, acentúa el problema su complicada tectónica, que impide establecer con absoluta certeza una serie estratigráfica continua.

Basándose, por tanto, en las faunas encontradas y en las correlaciones efectuadas en la sierra del Naranco por ADARO, DELEPINE, DE SITTER y ALMELA y RIOS, las formaciones que aparecen en la presente Hoja son: complejo de Rañeces, caliza de Moniello y arenisca del Naranco; apoyándose sobre esta última los primeros estratos carboníferos y faltando, por consiguiente, las calizas y areniscas del Devónico Superior.

3.1.1 Complejo de Rañeces (D₁₂₋₁₃)

Se atribuyen a este complejo todos los estratos que, según la interpretación tectónica de Sierra Grandota, se sitúan por debajo de la caliza de Moniello.

Es una serie de litología muy variada, con abundancia de facies terrígenas, en las que se observan variaciones laterales muy marcadas, típicas de borde de cuenca, que hacen difícil establecer una sucesión litológica definida.

El tramo basal, en contacto por falla con el Carbonífero, está formado por una alternancia de pizarras y areniscas deleznales de colores vivos, amarillos, rojizos y pardos, que forman banco de 2 a 10 m. de espesor, con delgados niveles de pizarras verdosas, entre los que se intercalan otros, menos frecuentes, de calizas margosas de 2 a 5 m. de potencia.

En estos últimos aparecen a veces restos fósiles inclasificables, generalmente de Braquiópodos devónicos.

Siguen unas bancadas de areniscas cuarcíticas de tonos claros, de unos 40 m. de espesor, a las que se superpone una serie margoso-calcárea de colores amarillos y grises, con abundante fauna. En unas muestras tomadas en los niveles superiores de esta serie se han encontrado:

- *Athyris campomanesi* (VERN. y ARCH.), *Anathyris phalaena* (PHILLIPS), *Spinocyrtia aff. wetteldorfensis* (R. & E. RICHTER) y *Stropheodonta sp.*; fauna que caracteriza el Emsiense Superior.

3.1.2 Caliza de Moniello (D₁₃₋₂₁)

Fue definida por BARROIS (1882). Aflora en la falda meridional de la Sierra del Naranco, donde forma un grueso paquete, de unos 300 m. de potencia, con calizas de color gris claro a gris rojizo en superficie y con fractura gris oscura, salpicada de abundantes cristaltos de calcita que le comunican un aspecto típico. Forma bancos compactos y regulares, que hacia el techo se dividen en lechos de estratificación mucho más delgada, tomando tonalidades más rojizas que le dan un ligero parecido a la facies griota.

En la base se encuentran abundantes niveles de Coralarios, y hacia el techo una fauna más variada, que ADARO, DELEPINE y DE SITTER atribuyen al Eifeliense.

En Sierra Grandota aflora esta caliza en tres bandas, de las cuales las dos septentrionales son repetición por la acción de una falla longitudinal inversa; la del Sur forma el núcleo de un sinclinal que corre desde la carretera de Langreo hacia el pico Acebal. Su potencia es menor que en el Naranco, no sobrepasando los 250 m., y su aspecto es más tableado, no observándose los tonos rojizos, permaneciendo, sin embargo, la fractura idéntica: gris oscura, con abundantes cristales de calcita.

En diversas localidades se ha encontrado en la base de la caliza una fauna de Braquiópodos mal conservados que no basta para fijar su edad; pero la fauna descrita en el complejo de Rañeces, del Emsiense Superior, se sitúa unos 7 m. a muro de Moniello; por eso se ha admitido que el límite Emsiense-Couviniense esté dentro de esta formación. Esto coincide con los mejores cortes proporcionados en la ensenada de Moniello, dentro de la Hoja de Gijón.

3.1.3 Arenisca del Naranco (D₂₁₋₂₂)

Denominada también arenisca de Gosseletia, fue descrita por BARROIS en la costa y por ADARO y JUNQUERA en el monte del Naranco, dentro

de esta Hoja, atribuyéndola a edades diferentes; fue DELEPINE quien estableció la equivalencia de ambas, definiendo su posición estratigráfica dentro del Devónico Medio.

Uno de los mejores cortes de esta formación, situada a techo de la caliza de Moniello (D₁₃₋₂₁), lo proporciona la carretera que va de Oviedo al monte del Naranco. Comienza con una serie arenosa bastante potente en tonos ocres, generalmente muy ferruginosa, llegando en algunos puntos a constituir un verdadero mineral de hierro; le sigue una sucesión de pizarras amarillas y verdes muy hojosas, con intercalaciones esporádicas de bancos de areniscas análogas a las anteriores, que se hacen cada vez más frecuentes hacia el techo, a la vez que toman un aspecto más cuarcitoso, llegando a formar lechos de verdaderas cuarcitas, que sirven de muro al «grioto» carbonífero.

El conjunto tiene una potencia algo superior a los 500 m., pero disminuye considerablemente en los afloramientos de Sierra Grandota, donde está representada por unos 100 m. de areniscas, aumentando aquí, por tanto, la laguna estratigráfica que media entre la arenisca y la facies griota que posa sobre ella. Esto es explicable por la posición más oriental de Sierra Grandota, si se tiene en cuenta que en el borde este de la cuenca Carbonífera la laguna es más acentuada, apoyándose aquí el «grioto» directamente sobre la cuarcita ordovícica.

En las areniscas se suelen encontrar frecuentes niveles de fauna mal conservada que le dan un aspecto muy poroso, pudiendo distinguirse restos de Crinoideos y Braquiópodos devónicos.

3.2 CARBONIFERO

La serie carbonífera se distribuye dentro de la Hoja en diversos manchones aislados de desigual importancia. Al Noroeste se encuentra el Carbonífero de Santo Firme, transgredido por la serie mesozoica, donde se encuentran las minas de igual nombre, recientemente abandonadas. En el monte del Naranco y en Peña Careses están bien representadas las facies griota (H₁₂^A) y la «caliza de Montaña» (H₁₋₁^{Ba-Bb}). En Sierra Grandota aparece otro buen afloramiento de esta última caliza, junto con el tramo de pizarras que lleva a techc, que de forma cabalgante se apoya sobre niveles carboníferos superiores de la Cuenca Central. Por último, en el concejo de Bimenes, al sur del cordal de Nava y en el de Pola de Siero, al Sur de Aramil, afloran dos manchas de gran importancia económica, que se prolongan hacia el Norte, bajo los recubrimientos del Pérmico y Secundario, y son objeto de explotaciones mineras en la actualidad. En ellas se encuentran los estratos carboníferos más modernos que afloran en esta Hoja.

Desde el punto de vista cartográfico se distinguen dos formaciones: una basal o improductiva y otra superior o productiva.

La serie improductiva es de predominio calcáreo, y comprende cuatro tramos de gran historia geológica; el «grioto» (H_{12}^A), la «caliza de Montaña» (H_{1-1}^{Ba-Bb}), el paquete Fresnedo (H_{1-1}^{Bb-BC}) y la «caliza Masiva» o de Peña Redonda (H_{21}^B).

La serie productiva, de predominio terrígeno, comprende otros cuatro tramos que engloban los paquetes productivos definidos por D. Luis ADARO y recientemente actualizados por la Empresa Nacional ADARO de Investigaciones Mineras, S. A., en sus trabajos de investigación en la Cuenca Central. Dentro del primer tramo se agrupan los paquetes Levinco, Llanón y Tendeyón; en el segundo, Caleras, Generales y San Antonio; en el tercero, María Luisa y Sotón, y en el cuarto, Entrerregueras, Sorriego y Modesta-Oscura.

Se ha cartografiado como unidad independiente el extremo NE. de la banda carbonífera Riosa-Olloniego, por ser difícilmente correlacionable con el resto de la cuenca.

3.2.1 Grioto (H_{12}^A)

Sobre la arenisca del Naranco se encuentran unas calizas rojizas, tableadas, nodulosas, de facies muy característica, asociadas en su base a radiolaritas; y constituyen un nivel guía inmejorable a lo largo de toda la cuenca carbonífera. Su espesor no sobrepasa los 40 m., y su edad viseiense está bien establecida por su fauna de Goniátidos y Conodontos, que aparecen en unión de Foraminíferos, Ostrácodos, Crinoideos y Radiolarios (GARCIA-LOYGORRI, 1971.—En prensa).

Dentro del ámbito de la Hoja de Oviedo, DELEPINE estudió unas muestras precedentes del Naranco, en las que clasificó: *Goniatites subcircularis*, MILLER; *Goniatites granosus*, PORTLOCK; *Goniatites striatus*, SOWERBY; *Pronorites cyclolobus*, PHILLIPS; fauna que caracteriza el Viseiense. Por otra parte, unos Cefalópodos hallados en Sierra Grandota se han clasificado como pertenecientes al género *Goniatites* s. str. o al *Muensteroceras*, que caracterizan al Viseiense Superior.

Dentro de esta sucesión está representado en forma condensada todo el Viseiense, ya que en algunas localidades ha podido determinarse también el Viseiense Inferior.

Aflora dentro de la Hoja en la Sierra del Naranco, formando una larga corrida muy uniforme que va desde la cumbre hasta Villapérez. En Sierra Grandota se distribuye en tres corridas de poca longitud; dos de ellas, paralelas, están repetidas por una falla longitudinal que las separa, y la tercera forma un cierre anticlinal, cuyo núcleo está ocupado por la «caliza de Montaña». Por último, en Peña Careses se halla el «grioto» muy bien

caracterizado, con abundantes artejos de Crinoides, formando el borde oriental del afloramiento carbonífero.

3.2.2 Caliza de Montaña (H_{1-1}^{Ba-Bb})

Concordante con el «grioto» (H_{12}^A) y en tránsito, a veces gradual, descansa una formación calcárea denominada habitualmente «caliza de Montaña». Es una caliza gris oscura, generalmente azoica, de fractura negra y fétida, que en su tramo medio muestra un aspecto masivo y coloraciones más claras. La parte inferior de la caliza presenta bancos bien marcados y regulares con una microfacies de Radiolarios muy semejante a la del grioto (MARTINEZ DIAZ, 1969), mostrando así un tránsito, al parecer regular, de una formación a otra.

Su potencia media dentro del área asturiana se puede establecer en unos 250 m. (GARCIA-LOYGORRI et al., 1971). En la presente Hoja puede sobrepasar los 800 m. en el monte del Naranco si admitimos que su carácter masivo no enmascara una serie de repliegues que pudieran comunicarle este aumento aparente de espesor, ya que su disposición en una banda continua y uniforme entre el «grioto», por un lado, y los primeros niveles pizarrosos por otro, parece indicar una sucesión seguida, sin complicadas estructuras que la interrumpan.

La edad namuriense de esta formación es admitida generalmente, perteneciendo los estratos más modernos que han podido ser datados hasta el momento al Namuriense B (E. MARTINEZ, 1971).

Hay que hacer notar que en un corte efectuado dentro de la Hoja de Villaviciosa, en la vertiente norte de el Sueve, se ha datado el techo del macizo calizo de esta sierra como Westfaliense A; éste puede coincidir con el de la «caliza de Montaña», si se admite, como parece indicar la disposición geológica, una sucesión continua desde el «griotto» que aflora en la ladera meridional, hasta los primeros sedimentos terrígenos. De ser esto cierto habrá que pensar en un posible diacronismo del techo de esta formación, idea ya apuntada por algunos autores en los afloramientos de la provincia de León.

Otros afloramientos donde está bien representada la «caliza de Montaña» son el de Sierra Paranza, al NE. de Tudela, Veguín y el de Peña Careses, donde forma un relieve cárstico que destaca netamente sobre los terrenos mesozoicos.

3.2.3 Paquete Fresnedo (H_{1-1}^{Bb-Bc})

Se da este nombre al monótono conjunto de pizarras marinas con algunas intercalaciones de areniscas que se superponen a la «caliza de Montaña» (H_{1-1}^{Ba-Bb}), separándola de las calizas «Masiva» o de Peña-Redonda (H_{21}^B). Se

inicia en tránsito gradual desde la «caliza de Montaña» por unas pizarras calcáreas a las que siguen unas pizarras marrones, con niveles negruzcos y pasos más arenosos.

Su potencia media dentro del ámbito de la Cuenca Central es de unos 430 m. En la Hoja de Oviedo no está representado íntegramente este paquete, debido a que tanto en el afloramiento del río Nora, al N. del Naranco, como en el de Sierra Grandota, no se ve la serie calcárea que limita su techo; queda fuera de la Hoja en el primero, y suprimida por el frente cabalgante del Devónico en el segundo.

Su edad no ha podido ser determinada hasta el momento, dada la carencia de restos fósiles en los puntos en que ha sido estudiada; sin embargo, al constituir el yacente de la caliza de Peña Redonda, H_{21}^B que a continuación se trata, debe representar el tránsito del Namuriense al Westfaliense.

3.2.4 Caliza masiva o de Peña Redonda (H_{21}^B)

Se sitúa dentro en un diminuto afloramiento que ocupa el ángulo sureste de la Hoja.

Fue descrita por JULIVERT (1960) con el nombre de «caliza Masiva», y con el de «caliza de Peña Redonda» por GARCIA-LOYGORRI et. al. (1971); se conoce también con los nombres de formación Escalada (VAN GINKEL, 1965) y «caliza de Fusulinas» (JULIVERT, 1960).

Es una caliza de color gris claro, con Fusulínidos, formando generalmente un banco compacto de un espesor que varía entre los 100 y 300 m., pero a veces queda dividido en dos por una intercalación de pizarras calcáreas. Dentro de la Hoja solamente están representados los 60 m. superiores, de un espesor de 110 m. que presenta la caliza en esta zona.

Su datación ha proporcionado opiniones muy contradictorias; DELEPINE asignó la edad Muscoviense a esta caliza, que más tarde fue confirmada por VAN GINKEL, quien cita una fauna de Fusulinas tempranas correspondientes al horizonte ruso Kashir Superior, de la cuenca de Moscú. Siguiendo las correlaciones fijadas entre las escalas estratigráficas rusas y de Europa occidental (STEPANOV, et. al., 1958), las dataciones de los autores anteriores obligarían a situar esta caliza dentro del Westfaliense C (GARCIA-LOYGORRI, en prensa).

Por otra parte, MARTINEZ DIAZ ha estudiado recientemente cortes detallados de esta caliza, en la prolongación hacia el sur del afloramiento de la Hoja; encontrando *Profusulinella*, *Endothyra* ex. gr. *spirilliniformis*, BRAZH. y POT.; *Archaediscus* aff. *variabilis*, REITLINGER; microfauna que sitúa este nivel en el Baskiriense Medio (Westfaliense A).

Como se puede comprobar, estas diferencias de opinión son notables e implican interpretaciones muy distintas para la datación de las formacio-

nes comprendidas entre el final de la «caliza de Montaña» ($H_{1.1}^{Ba-ab}$) y las primeras que han sido datadas con flora.

En la cartografía se ha aceptado la opinión de MARTINEZ DIAZ por considerarla más apoyada, ya que este autor ha estudiado una serie continua de unos 2.000 m., situada inmediatamente a techo de la caliza de Peña Redonda, en la que ha podido clasificar microfaunas que caracterizan sin interrupción aparente a los pisos superiores, acercándose en líneas generales a las dataciones efectuadas en los estratos que presentan las primeras floras clasificables. Una revisión posterior de estas muestras llevada a cabo por M. H. SOLOVJEVA confirmó la edad Westfaliense A para la caliza de «Peña Redonda».

3.2.5 Primer tramo productivo ($H_{21-24}^{B-B_1}$)

Incluye los paquetes Levinco, Llanón y Tendeyón (GARCIA-LOYGORRI et. al., 1971). Del primero se ha separado en la cartografía la caliza de Peña Redonda descrita en el apartado anterior.

Sobre esta última descansa una serie que a pesar de su gran variedad litológica —pizarras arcillosas y calcáreas, areniscas, micropudingas, calizas, cuarcitas, carbón, etc.— resulta muy monótona en su conjunto, debido a la sucesión rítmica que presentan estos materiales, formando unidades que se repiten buen número de veces en los 2.000 m. de espesor que tiene aproximadamente este tramo, en su afloramiento de Bimenes.

El orden rítmico ideal de estos materiales, teniendo como término base el carbón, es el siguiente:

- Carbón - pizarra de techo - caliza - pizarra calcárea - pizarra arcillosa - pizarra arenosa - arenisca - cuarcita - pizarra con suelo de vegetación - carbón.

Normalmente suelen faltar algunos de los términos y variar el carácter de otros, como ocurre en un corte efectuado por la carretera que va de Travesedo a Bimenes y de Bimenes a la Cruz. En los 600 m. basales de esta serie no aparecen las cuarcitas, y lo hacen esporádicamente los términos carbón y pizarra con suelo, adquiriendo, sin embargo, espesores considerables las calizas; las pizarras de techo suelen ser marinas con abundante fauna. En los 800 m. siguientes desaparecen las calizas y pizarras calcáreas y, a veces, faltan los términos carbón, pizarra con suelo y cuarcita; las areniscas adquieren más importancia, formando gruesos bancos de verdaderas micropudingas, y las pizarras de techo pasan a ser más continentales, encontrando en alguno de sus niveles plantas flotadas. Por último, en los 600 m. finales vuelven a aparecer las calizas, aunque en menor número y espesor que en el tramo basal, y las cuarcitas y el carbón ad-

quieren mayor importancia. Predomina el ambiente marino en casi toda la sedimentación, siendo escasos y poco representados los episodios continentales.

Según GARCIA-LOYGORRI et. al. (1971), los primeros estratos de esta serie se sitúan en el Westfaliense A y los más altos en el Westfaliense D, estando representados los pisos intermedios, Westfaliense B y Westfaliense C.

Coincide con esta edad la datación efectuada por MARTINEZ DIAZ en unas muestras de las calizas superiores del tramo basal, tomadas en el pueblo de Priandi, que encuentra en ellas:

- *Tuberitina bulbacea* *Endothyra*, *Eofusulina triangula* y *Paleotextularia*, y sitúa este nivel en el Westfaliense B (Alto)-Westfaliense C (Inferior).

Por su edad, pertenecen también a este primer tramo productivo los afloramientos carboníferos de Santo Firme; de ellos poco se puede decir en la actualidad, ya que la densa vegetación que los enmascara y el cierre de las últimas explotaciones mineras impiden reconocer una serie representativa. En un corte de unos 100 m. efectuado por la carretera de Oviedo a Avilés se observa una serie rítmica que incluye los términos:

- Carbón - caliza - pizarra arcillosa - pizarra arenosa - arenisca - suelo de vegetación - carbón.

Unas muestras tomadas en las calizas y datadas por MARTINEZ DIAZ proporcionan una fauna de:

- *Ozawainelia*, *Archaediscus* (frecuente), *Tuberitina maljavkini*, *Tetrataxis aff. parviconica*, *Profusulinella*,

que dan una edad Westfaliense A-B al conjunto.

Otros afloramientos de menor interés por su reducida extensión son: el de la falda sur del Naranco, al NE. de Fitoria, en contacto por falla con el Devónico, donde se ubicó la mina «Inesperada», y el situado al NE. de Felechés, en el que existe un pozo emplazado, con el que se intentó buscar capas de carbón explotables.

3.2.6 Segundo tramo productivo ($H_{24}^{B_1}$)

Por su parecido litológico y sedimentológico se agrupan en este tramo los paquetes Caleras, Generalas y San Antonio, que forman en su conjunto una serie continua de 950 m. de espesor.

Está formado por seis episodios marinos que reúnen el 75 por 100 del total de sedimentos, alternando con otros seis continentales que ya adquieren cierta importancia por su espesor y contenido. Se inicia la secuencia

por uno continental que forma la base de Caleras y culmina en uno marino que forma el techo del paquete San Antonio.

En los continentales se encuentran niveles típicos de este ambiente, como son: capas de carbón, algunas de ellas explotables, pizarras de techo con plantas y claros suelos de vegetación, dispuestos según el ciclotema:

— Carbón - pizarra de techo - pizarra arenosa - arenisca - suelo de vegetación - carbón.

Este ritmo se repite de dos a cuatro veces en cada uno de estos episodios, pudiendo faltar algunos de sus términos y variar el carácter de otros; así ocurre con la pizarra de techo, que suele tener plantas flotadas en los primeros ciclotemas y fósiles marinos, o pasar a un nivel calizo en el último. Las areniscas, por su parte, cambian la tendencia cuarcítica que muestran en los estratos de muro, en beneficio de las de tipo calcáreo en los estratos superiores, llegando a formar gruesos bancos de micropudingas calcáreas al final de los tramos marinos.

Es de destacar por su importancia económica el tercer episodio continental; en él se encuentran las capas Generales, que han sido y son muy explotadas dentro de la Hoja.

Los episodios marinos, mucho más potentes que los anteriores, se caracterizan por estar formados por un conjunto de pizarras arcillosas, arenosas, calcáreas, etc., con abundantes niveles de fauna marina, sobre los que se apoyan o intercalan secuencias más arenosas; y por la aparición, aunque tímida, de pasos de carbón, que cuando lo hacen, presentan techo marino y sólo algunos centímetros de espesor. La base de los tres primeros episodios está formada por bancos de calizas de 5 a 10 m. de potencia, que se siguen en el terreno con cierta continuidad.

Esta serie productiva aflora dentro de la mancha de Bimenes, en el núcleo de una estructura sinclinal-anticlinal que se extiende en forma de arco, hasta que la recubren, por el Norte, los terrenos mesozoicos, para volver a aflorar en forma de ojal al sur de Aramil.

En unas muestras de fauna tomadas en la carretera que va del pozo Saus a Carbayín, que proporciona un buen corte de esta serie, se han encontrado *Astartella subovalis* (MALLADA), *Modiolus Modiolus latus* (PORTLOCK), *Leptodesma (Leiopteria) minima* (DE KONINCK), y *Aviculopecten sp.*, que sitúan el nivel dentro del Westfaliense D. Por otra parte, GARCIA-LOYGORRI et. al. (1971) citan, en este tramo, una microfauna de *Hemigordius*, *Fusulina ex gr. cilindrica* (FISCH), *Pseudoestafella ex. gr. sphaeroidea* (LAMARCK), y *Profusulinella*, que caracterizan también a este piso.

Su edad, por tanto, no debe pasar más allá del Westfaliense D Inferior, si tenemos en cuenta que en los 2.000 m. de serie que representan el Westfaliense D en la Hoja, no hace todavía su aparición la parte superior.

3.2.7 Tercer tramo productivo ($H_{24-24}^{B_1-B_2}$)

Por sus características peculiares se agrupan en este tramo los paquetes María Luisa y Sotón, que con una potencia de 750 m. son los más explotados dentro de la cuenca carbonífera.

Un buen corte lo proporciona la carretera que va del pozo Saus a Carbayín; en ella no se ven los 30 m. finales por quedar bajo el recubrimiento cretácico.

Sobre el último tramo marino del paquete San Antonio, que culmina con un grueso paquete de micropudingas conocido con el nombre de la Voz, se inicia una sedimentación en la que se suceden alternativamente los episodios marinos y continentales, indicando el carácter rítmico de las invasiones marinas.

En los continentales, que suponen un 45 por 100 del espesor total de sedimentos, aparecen numerosas capas de carbón, muchas de ellas explotadas en la actualidad y entre las que con frecuencia se intercalan niveles con fauna de agua dulce, generalmente de *Antraconautas* y *Antraconaias*, hiladas de plantas flotadas a techo de las capas y claros suelos de vegetación a muro. Los marinos, por su parte, están formados por pizarras con fauna marina, que alternan con areniscas calcáreas de marcada tendencia a micropudinga.

En la mitad inferior de la serie, es decir, en los estratos correspondientes al paquete María Luisa se diferencian tres tramos continentales y tres marinos de espesores comparables, siendo el segundo de los continentales el más potente de todos los reconocidos de este ambiente dentro de la cuenca. En la mitad superior se diferencian seis de cada uno de ellos, entre los que destacan por su espesor el 1.º y 3.º de los continentales y 1.º y 5.º marinos.

En una de las capas del último tramo continental se sitúa estratigráficamente el tonstein Lozanita (GARCIA-LOYGORRI et al., 1971), excelente nivel guía dentro de la cuenca; en superficie no se ha encontrado, probablemente por la dificultad que encierra descubrir la montera meteorizada que acompaña a las capas en los afloramientos; pero en profundidad, dentro de la Hoja, fue encontrado por los geólogos de ENADIMSA, en el pozo Mosquitera, dentro de la capa conocida con el nombre de 2.º Fayona.

Los abundantes niveles de flora clasificables han permitido basar en ella la datación de la serie; ya que, por otra parte, la ausencia de calizas dificulta el hallazgo de una buena microfauna de Foraminíferos que permita conocer sus edades.

En unas muestras tomadas en los techos de las capas superiores de Sotón, CARIDE ha clasificado una flora de *Lepidophyllum bicarinatus*, L. y H.; *Annularia sphenophylloides*, ZENK; *Neuropteris ovata*, HOFF; *Neuropteris*

triangularis, P. BERTRAND; *Dicksonites cf. plückeneti* (VON SCHLOT.) STERN; *Pecopterisplumosa dentata* (ARTIS-BRGT) CORSIN; *Asterophyllites grandis*, STERN.; *Sphenophyllum cf. cuneifolium*, STERN.; *Linopteris obliqua* BUNB., que dan una edad Westfaliense D Medio para este nivel. Por ello, dentro de este conjunto se sitúa el tránsito de Westfaliense D Inferior al Medio.

3.2.8 Cuarto tramo productivo ($H_{24}^{B_2}$)

En este tramo se sitúan los estratos carboníferos más altos que afloran dentro de la Hoja; a él pertenecen el paquete Entrerregueras y la parte inferior de Sorriego, que suman un espesor de sedimentos de 600 m.

Las características de esta serie son: por un lado, la aparición de las primeras gonfolitas, y por otro, la existencia de dos niveles, uno en su base, de 130 m. de potencia, y otro en el techo, de más de 140 m., formados por estratos casi exclusivamente marinos; fenómenos que no se habían producido desde el paquete San Antonio.

Aflora en una banda N.-S. que se extiende por el borde este de la mancha de Bimenes, formando el flanco oriental de un sinclinal que se introduce bajo la cobertura cretácica.

Se inicia la secuencia por el tramo marino basal reseñado anteriormente, interrumpido por un pequeño episodio continental con una o dos capas explotables, al que sigue otro tramo marino superior, que cierra en forma sinclinal al oeste de los pozos Mosquitera.

Las gonfolitas muestran cantos de calizas grises o pardas, normalmente de algunos centímetros, envueltas en una matriz arenosa, y pueden pasar lateralmente a bancos de areniscas porosas. El estudio micropaleontológico de sus cantos revela la presencia de abundantes fragmentos de «caliza de Montaña» y de los niveles superiores, siendo los más modernos encontrados de edad Westfaliense B (GARCIA-LOYGORRI, en prensa).

La flora de esta serie difiere poco de la del tercer tramo productivo, reseñada en el apartado anterior; siendo el *Sphenophyllum emarginatum*, BRGT, muy abundante. Se considera, por tanto, una edad Westfaliense D Medio para este conjunto.

3.2.9 La unidad Riosa-Olloniego ($H_{24}^{B_1-B_2}$)

Al sur de Sierra Paranza aflora una mancha carbonífera, en forma de cuña, que representa el extremo más septentrional de la banda de Riosa-Olloniego. El afloramiento está limitado al Oeste por un frente cabalgante que tiene como base de despegue la «caliza de Montaña», y por el Este, el recubrimiento pérmico.

Un buen corte se ve en la carretera de Oviedo a la Felguera, en los

alrededores de Frieres. Está formado en su mayor parte por un conglomerado silíceo (pudinga) de cantos muy redondeados de cuarcita, con tamaños que oscilan entre algunos centímetros y varios decímetros, embebidos en una matriz arenosa; a veces presenta niveles de areniscas e incluso pizarras dispuestas a modo de lentejones. En la base aparece un tramo pizarroso que alterna con bancos de arenisca y capas de carbón muy mal presentadas dentro de la Hoja, pero con claros suelos de vegetación que marcan un sentido creciente de la serie hacia el Noroeste.

Las grandes diferencias constatadas entre esta unidad y el resto de la Cuenca Central, junto a la aparición entre ambas de brechas de origen dudoso y de mineralizaciones de mercurio y sulfuros, sugieren la existencia de un gran accidente tectónico, recubierto dentro de la Hoja por el Pérmico, que haya puesto en contacto series que antaño debían encontrarse alejadas, con características paleogeográficas diferentes (GARCIA-LOYGORRI, en prensa). Esto ha obligado a estudiarlo como unidad aparte, aunque por su posición cronoestratigráfica solape con los tramos descritos anteriormente.

CARIDE y GARCIA-LOYGORRI (1968) señalan la aparición del *Neuropteris ovata*, HOFF., en el tramo pizarroso que hay a muro de la pudinga, estando toda ella, por tanto, dentro del Westfaliense D.

3.3 PERMICO (P)

Entre los últimos sedimentos lúmmico-parálícos correspondientes al Westfaliense C-D y los materiales rojizo-vinosos típicos del Buntsandstein se sitúan en esta región una serie de niveles detrítico-arcillosos bastante metamorfizados, azoicos, que corresponden al Pérmico, también denominado por otros autores Permoestefaniense o Permotrias.

Debido a la reducida potencia, así como a la escasez y discontinuidad de los afloramientos en esta Hoja, vamos primero a describir la serie típica completa que se encuentra en la Hoja colindante de Villaviciosa.

Está fundamentalmente constituida por cuatro tramos:

- a) Tramo inferior conglomerático y calizo-margoso.
- b) Tramo con efusiones lávicas y diques basálticos.
- c) Tramo margoso-arenoso con intercalaciones calcáreas.
- d) Tramo superior detrítico con restos piroclásticos.

a) *Tramo inferior*: Se sitúa discordante sobre el Carbonífero, con un espesor aproximado de 100 m. De muro a techo es como sigue:

- Pizarras y areniscas con tonos gris-parduzcos, muy parecidas a las carboníferas.
- Conglomerados calizos, compactos, de color grisáceo, con manchas oscuras debido a los clastos semiangulosos de «caliza de Montaña».

La matriz es calcárea también, dando al conjunto una gran compactación.

- Serie margo-arcillosa de tonos grises y rojos, con disyunción bolar y niveles de arcilla roja compacta análoga a la del Buntsandstein.
- Serie margo-calcárea de tonos grises, compacta, microcristalina, con zonas muy limonitizadas. A veces aparece algún nivel de cuarcita de unos 20 cm. de espesor. Hacia el techo se pasa insensiblemente a una serie arcilloso-arenosa, donde alternan areniscas de grano muy fino, algo arcillosas, margas arenosas de tonos gris-azulados ocres, y margas más arcillosas de tonos rojos que se asemejan a las facies típicas del Buntsandstein.

b) *Tramo con efusiones lávicas y diques basálticos*: De tonos claros fundamentalmente. Dentro de él podemos distinguir dos zonas: una inferior, con pocas manifestaciones volcánicas, y otra superior, con marcado carácter volcánico.

La zona inferior es margo-arenosa, continuación del tramo anteriormente descrito. Las areniscas son feldespáticas, de tonos variados, ocres y parduzcos; las margas son arcillosas compactas. Presentan en general un marcado metamorfismo, influencia de los niveles que se sitúan encima.

La zona superior se caracteriza por una gran influencia volcánica, lavas interstratificadas, que alternan con areniscas feldespáticas, grauwackas y subgrauwackas. La presencia de rocas piroclásticas, fundamentalmente tobáceas, y basaltos porfídicos interstratificados, sumado a abundantes procesos hidrotermales, dan una gran complejidad litológica al conjunto.

c) *Tramo margo-arenoso con intercalaciones calcáreas*: Lo constituye una serie fundamentalmente margosa, de unos 25 a 30 m. de espesor. La secuencia está constituida por margas arcillosas muy metamorfizadas, arcillas arenosas de tonos grises, areniscas cuarcíticas de tonos grises claros, de grano muy fino, con muy poca matriz, a veces limonitizadas, y niveles calizos muy finos, algo dolomíticos, de unos 20 cm. de espesor.

d) *Tramo superior*: Es una serie fundamentalmente detrítica de color gris-verdoso, algo rojizo hacia la parte superior, constituida por areniscas de grano grueso, arkósicas, donde abundan elementos feldespáticos e intraclastos volcánicos, alternando con niveles más arcillosos de pizarras bien estratificadas de color gris verdoso, y niveles conglomeráticos poligénicos (cantos de caliza y matriz de tipo piroclástico). Hacia el techo predominan los cantos cuarcíticos sobre las calizas, al tiempo que son más numerosas las intercalaciones de arcillas arenosas de tonalidades rojo-vinosas, pareciéndose a la facies Buntsandstein. Su espesor es de 30 a 35 m.

El tránsito del Pérmico al Buntsandstein viene dado localmente por una pequeña discordancia angular de muy pocos grados, lo que hace que en muchos puntos el paso sea insensible. A escala regional se puede observar

con mayor claridad esta discordancia, ya que el Buntsandstein en unos puntos descansa sobre los tramos basales conglomeráticos, mientras que en otros se sitúa sobre los niveles detrítico-verdosos superiores del Pérmico.

Para el establecimiento de esta serie estratigráfica nos hemos basado en las secciones estratigráficas de la Puerta (al SO. de Viñón), Valles y Breceña, en la Hoja colindante de Villaviciosa.

Desde el punto de vista paleogeográfico se encuentra fundamentalmente localizado en el ámbito de la cuenca Central carbonífera, desde las inmediaciones de Mieres por el Sur, hasta más allá de la línea de costa actual. Por el Este, su área de sedimentación queda limitada por el gran macizo del Suevo, formando en conjunto un gran surco que se acuña hacia el Sur.

En el área correspondiente a las cuencas paleozoicas marginales la extensión y desarrollo del Pérmico deben ser muy reducidos. Basándonos en los sondeos de San Justo, fuera de la Hoja (donde se pasó directamente del Muntsandstein al Carbonífero), Candanal (donde se cortaron 103 m. de Pérmico) y los sondeos de Caldones y la Camocha (en los que se pasó directamente del Buntsandstein al Carbonífero), creemos que en esta zona el Pérmico se debe limitar a estrechos surcos cuyo límite sur nunca sobrepasa la línea Gijón-Caldones-La Vega.

En esta Hoja los sedimentos correspondientes al Pérmico están localizados en el surco de Lieres-Moñeca, formando los flancos norte de los anticlinales de Molledo-Ullaga-Río Abajo, al O., y Carbayín-Traspando, al E.

Las series observadas son siempre incompletas, debido a la transgresión de los niveles rojos de Buntsandstein y al carácter de pliegue-fallas que caracteriza a los anticlinales del surco de Lieres-Moñeca.

En la carretera de Moñeca al Caserío La Bobia se pueden obtener unos 60 m. de serie en contacto por falla con el Carbonífero. Sobre el conglomerado calizo descansa aquí una serie de conglomerados poligénicos con elementos piroclásticos y material lávico en general, alternando con niveles pizarrosos de tonalidades variadas (ocre, grs verdoso, parduzco). Aquí posiblemente, por constituir el borde de la cuenca de sedimentación, es detrítico, y los conglomerados tienen una marcada influencia volcánica.

A la altura del kilómetro 192 de la carretera Oviedo-Santander, descendiendo del caserío La Granja hacia la vía del ferrocarril, se pueden obtener unos 30 m. de serie que es fundamentalmente pelítica, y está constituida por pizarras grises y gris parduzco y niveles de areniscas feldespáticas de grano muy fino.

En el afloramiento aislado de Río Abajo, unos kilómetros al norte de Lieres, en contacto discordante con el Carbonífero, aparece el conglomerado basal carbonatado y una serie rojiza con intercalaciones de pizarras y areniscas cuarcíticas que deben corresponder al tramo basal del corte tipo. La serie aquí también es incompleta y está muy tectonizada.

En las inmediaciones de Traspando se pueden observar mejores cortes

desde el conglomerado basal calizo hasta los niveles detríticos superiores.

Respecto a la edad de estos sedimentos no se han obtenido datos paleontológicos nuevos por ser la serie fundamentalmente azoica y su atribución al Pérmico está basada en la flora que PATAK (1920) cita en Berguerès (*Callipteris conferta*, BRONG., y *Walchia piniformis*, SCHLOTH) y en los restos vegetales de la zona de Sama. También otros autores (KARREBERG, 1934; RIOS y ALMELA, 1962, etc.) consideran esta formación de edad pérmica.

4 MESOZOICO

4.1 TRIASICO

Sobre la compleja serie azoica atribuida al Pérmico descansan, como ya se ha dicho, con una ligera discordancia angular, unos niveles rojizos, detrítico-arcillosos, que constituyen el Triásico.

La serie compleja puede dividirse en dos tramos: uno inferior, del Buntsandstein, incluyendo parte del Muschelkalk ($T_{G.1-2}$), con predominio de facies arenosas y conglomeráticas, y otro superior, del Keuper, también comprendiendo parte del Muschelkalk ($T_{G.2-3}$), con arcillas y margas rojas, con yesos y jacintos de Compostela.

Estos tramos sólo pueden diferenciarse en la parte sureste de la Hoja, mientras que en las restantes áreas resulta extraordinariamente difícil su separación debido a la transición muy gradual que presentan entre sí (T_G).

Falta, por tanto, en esta Hoja, como en la mayor parte del ámbito asturiano, la facies marina del Muschelkalk. No obstante, en los sondeos mineros de Caldones se encontraron hasta 50 m. de calizas entre los tramos arcillosos y conglomeráticos del Triásico, que es posible puedan atribuirse al Muschelkalk, aunque ignoramos incluso si se trata de una facies marina.

La serie inferior, atribuible al Buntsandstein, comienza con un conglomerado basal cuarcítico de cantos de tamaño variable que oscilan entre 5 y 10 cm. La matriz es arenosa fina y ferruginosa en zonas, dando al conjunto gran compactación.

Sobre este conglomerado descansa una serie de arcillas arenosas compactas rojo-vinosas, a veces algo verdosas, con intercalaciones de areniscas de grano fino, feldespáticas y cuarcíticas. Hacia el techo disminuyen las facies detríticas y predominan las claramente arcillosas, dando paso a la facies Keuper con sus características coloraciones rojas y verdosas y presencia de yesos y jacintos de Compostela. Niveles salinos no se encuentran en superficie, aunque en un sondeo perforado por ENADIMSA (San Justo), en la Hoja colindante de Lastres, se cortó una sección de sal con intercalaciones de anhidrita.

Hacia el techo van cambiando las tonalidades rojas a gris oscuro y a negras, al tiempo que se hacen más margosas, aumentando su pizarrosidad

e intercalándose cada vez con más profusión niveles de calizas y dolomíticos en finos lechos.

Desde el punto de vista paleogeográfico la facies detrítica del Buntsandstein en nuestra zona de estudio se encuentra preferentemente localizada en el ámbito de la cuenca Central carbonífera, rellenando el Surco de Lieres-Moñeca y extendiéndose por toda la cuenca de Viñón-Villaviciosa. En el ámbito de las cuencas marginales su desarrollo es mucho menos y se localiza siempre al norte de la Depresión de Oviedo. En la Franja Móvil Intermedia su sedimentación debió ser muy delgada, aumentando su potencia hacia el Norte (cuenca de Gijón-Villaviciosa).

En el Surco de Lieres-Moñeca se localiza en los flancos norte de los anticlinales de Molledo-Ullaga-Río Abajo y Carbayín-Traspando.

En la zona oriental de la Franja Móvil Intermedia forma una banda alargada, que se acuña hacia el Oeste, extendiéndose desde el valle de la Nora hasta la cuenca de Viñón.

En la zona central de la Franja Móvil Intermedia, está más desarrollado en las inmediaciones de Peña Careses, rodeando el paleorrelieve fallado de «caliza de Montaña».

En las cercanías de Villabona aparece otro retazo de Buntsandstein que se extiende al Oeste por todo el valle de los ríos Aboño y Caldones.

El área de sedimentación del Keuper se extiende a gran parte de la Franja Móvil, así como a la cuenca de Gijón-Villaviciosa, donde alcanza su máximo desarrollo en espesor y continuidad. En el Surco de Lieres-Moñeca y cuenca de Oviedo probablemente no hubo sedimentación.

Dado el extraordinario recubrimiento con que siempre se presentan los afloramientos triásicos, así como la ausencia del techo o muro de este Sistema en los mismos, es de todo punto imposible levantar una sección estratigráfica representativa del Triásico de la Hoja, por lo que no se puede conocer su potencia exacta, aunque por los datos de sondeos y secciones parciales de superficie medidas en ella, puede estimarse que alcanza valores medios del orden de los 500 m. Por otra parte, los espesores de Triásico (facies Buntsandstein y Keuper conjuntamente) se reducen considerablemente en esta Hoja, donde en su parte más occidental se tienen las potencias mínimas encontradas dentro de la cuenca mesozoica asturiana.

El tránsito entre la facies arenosa del Buntsandstein y las arcillas del Keuper suele ser siempre muy confuso en toda la región asturiana, presentándose muy gradualmente, dado que los sedimentos del Buntsandstein presentan en su parte superior granulometría más fina, mientras que los correspondientes al Keuper, por tratarse de facies de borde, se hacen algo más terrígenos o arenosos. Por esta razón resulta muy difícil y a veces imposible separar las dos facies en gran parte de la región asturiana, por lo que nos vemos obligados a considerar localmente la formación triásica como indiferenciada (T_c).

Además, la ausencia total de fósiles en toda la serie no permite la diferenciación de las dos facies que, como se sabe, tiene que establecerse forzosamente por criterios litológicos.

4.2 JURASICO

Los sedimentos del Jurásico afloran con continuidad y máximo espesor en la zona septentrional de la Hoja (cuenca de Gijón-Villaviciosa), mientras que al Sur, el gran accidente que da lugar al hundimiento de la Franja Móvil Intermedia hace aparecer una banda estrecha que se extiende de un modo discontinuo desde las inmediaciones de Pruvia, al Oeste, hasta Nora, al Este.

En toda la cuenca de Oviedo-Infiesto, incluido el surco de Lieres-Moñeca, no hay vestigios de su sedimentación. Numerosos sondeos efectuados en esta zona pasan directamente del Cretácico al Paleozoico o al Buntsandstein.

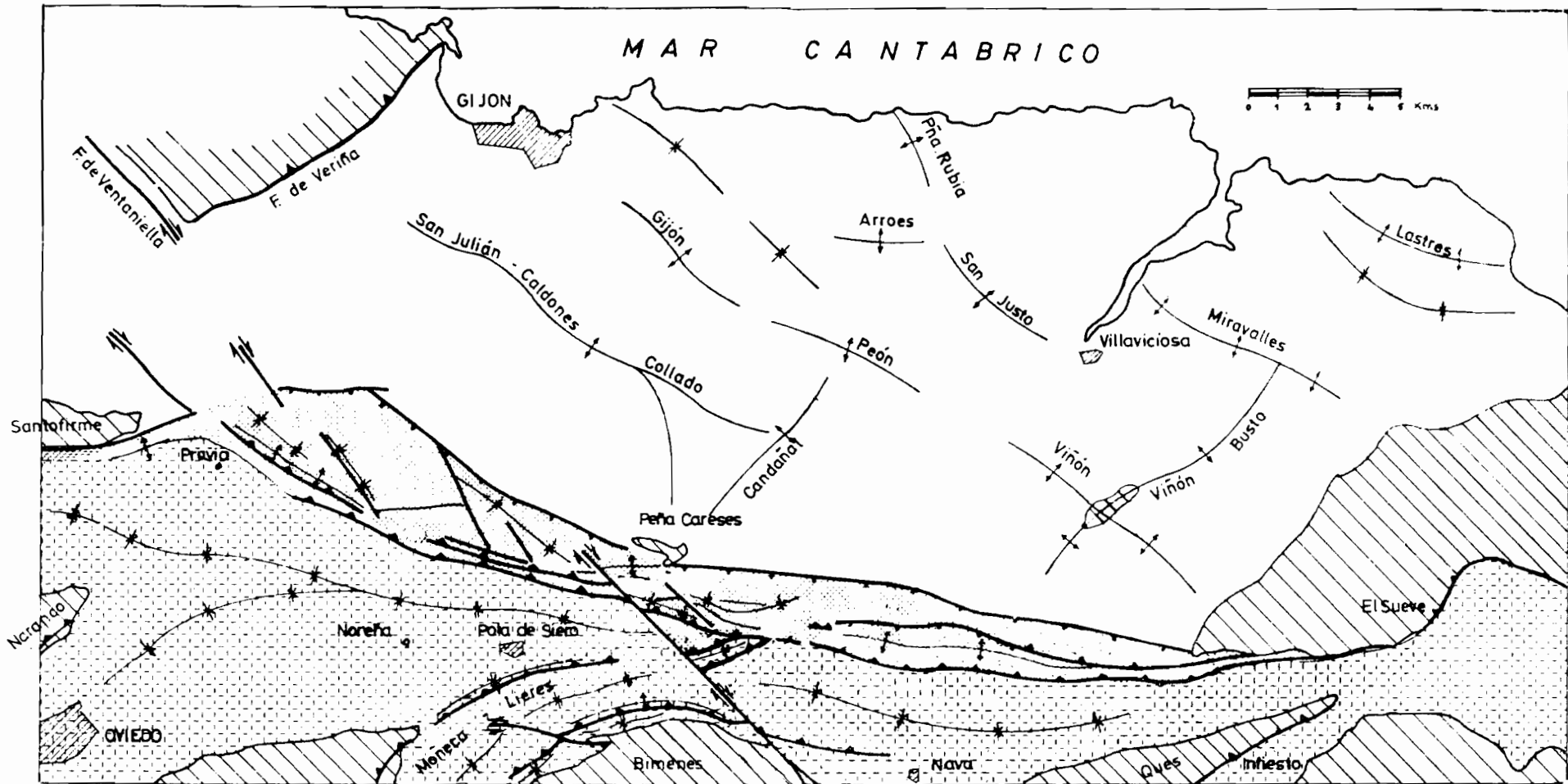
Desde el punto de vista cartográfico se han distinguido, como en las demás Hojas de la zona, un conjunto marino inferior calizo-dolomítico que incluye al Hettangiense y Sinemuriense Inferior y Medio; otro también marino, margoso-calizo, de edad Sinemuriense Superior y Pliensbachiense; un tercero continental, representado por el conglomerado del Dogger («Fabuda»), y finalmente la formación terrígeno-carbonatada superior incluida en el Malm, que representa a la facies Purbeck.

La mayor parte de los datos sobre las facies descritas fueron publicados con anterioridad por RAMIREZ DEL POZO (1969).

4.2.1 Hettangiense-Sinemuriense Medio (J₁₁₋₁₂⁰⁻²)

El tránsito Keuper-Hettangiense es poco neto, repitiéndose varias veces las calizas tableadas microdolomíticas y azoicas, y las arcillas rojas, también azoicas, entre las que no es raro ver niveles de carniolas. En algunos lugares las calizas dolomíticas contienen restos de faunas muy mal conservados referibles a Moluscos (Lamelibranchios y Gasterópodos), cuyos cortes se presentan muy recristalizados. El espesor de este nivel de tránsito es de unos 30-40 m. Fuera de la Hoja, en la zona de Avilés, se encontró, excepcionalmente, el *Ammonites Caloceras pirondii*, REYNES, en las calizas dolomíticas del Hettangiense Inferior [DUBAR, MOUTERDE y LLOPIS, 1963]. Todo el conjunto del Hettangiense presenta una gran uniformidad desde el punto de vista litológico, por lo que no se puede dividir debido a la ausencia casi infalible de fauna.

En la zona más occidental, dentro de la Hoja, comienzan a aparecer algunas intercalaciones de arcillas hojosas, negras o de tonos vinosos dentro del conjunto dolomítico del Hettangiense. Así, en la sección de la playa



BOSQUEJO ESTRUCTURAL DE LA CUENCA MESOTerciaria DE ASTURIAS

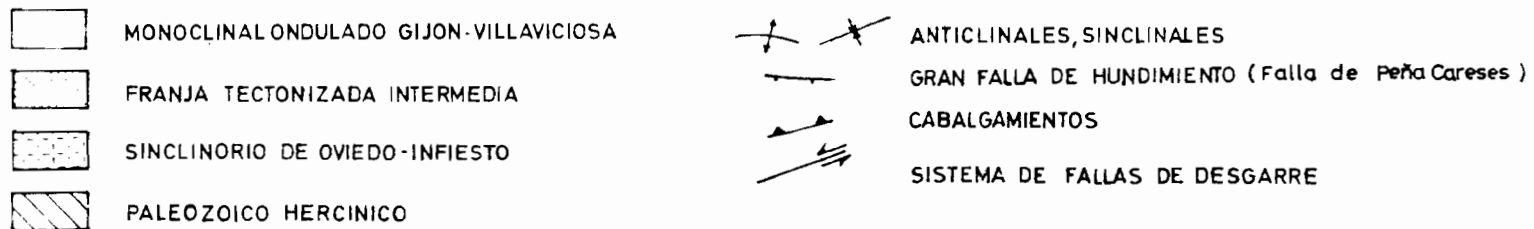


Figura 2

de Serín, en la Hoja de Gijón, estas intercalaciones son muy poco importantes o prácticamente inexistentes, mientras que más al Sureste ya son bien patentes, hasta el punto de que en Pruvia, en la carretera de Oviedo a Gijón, las intercalaciones arcillosas llegan a adquirir más importancia que los tramos calizo-dolomíticos. En conjunto, y dentro de los tramos calizo-dolomíticos, se observa una disminución en el contenido en dolomía a medida que se asciende en la serie, de tal modo que en la base son dolomías, mientras que en la parte superior son ya calizas más o menos dolomíticas. Es frecuente que las calizas tengan finas bandas, representando cada una de ellas los ritmos de sedimentación. Dicho bandeado es debido, por una parte, al diferente contenido en arcilla, y por otra, a la alternancia de finas capas con y sin pellets.

El espesor medio del Hettangiense es del orden de los 100-150 m., habiéndose medido en la sección de Pruvia 100 m.

El Sinemuriense Inferior y Medio está representado por calizas grises a negruzcas en superficie, más oscuras en fractura, generalmente fétidas, con frecuentes vetas de calcita y estratificadas en bancos gruesos. En lámina delgada son microcristalinas, en ocasiones con «pellets», conteniendo solamente radiolas y restos de caparazón de Crinoideos y algunas secciones de Ostrácodos. Son también bastante pobres en macrofauna, encontrándose ocasionalmente artejos de *Pentacrinus*, *Terebratula*, *Rhynchonella* y *Gryphaea*.

En determinados niveles son calcareníticas y de matriz cristalina (oosparitas e intrabiosparitas oolíticas), conteniendo Gasterópodos, radiolas y restos de Crinoideos y algunos Textuláridos. En ocasiones se observan también restos de algas calcáreas, y es muy frecuente que los oolitos presenten como núcleo a un grano de arena o algún resto fósil no identificable. La matriz puede presentarse muy recristalizada, no siendo raro observar el contorno de los oolitos parcialmente disuelto en aquélla.

Los sedimentos correspondientes al Sinemuriense Inferior y Medio incluidos dentro de la Hoja tienen una potencia media de unos 60 m. Aproximadamente, al oeste del meridiano de Gijón no existen sedimentos del Sinemuriense, estando el conglomerado del Dogger («Fabuda») directamente encima del Hettangiense.

4.2.2 Sinemuriense Superior-Toarciense (J₁₂₋₁₄³⁻⁰)

A las calizas del Sinemuriense Medio les sigue una serie muy regular, en la que alternan delgados lechos de margas y calizas arcillosas, estratificadas en capas muy regulares y uniformes, con espesores medios de unos 20-40 cm. Son, tanto las margas como las calizas arcillosas, de colores grises y gris azuladas, con abundantes macrofósiles: Cidáridos, *Pecten*, *Terebratula*, Belemnites, Ammonites, Ostreidos, etc. Este conjunto margoso in-

cluye al Sinemuriense Superior y Pliensbachiense, extendiéndose solamente en la zona más nororiental de la Hoja. En realidad el Toarciense no ha sido caracterizado dentro de la Hoja, pudiendo existir solamente en el borde más nororiental de la misma. La inclusión de este piso en la leyenda se hace con el fin de unificar las unidades cartografiadas con las Hojas vecinas, principalmente la de Villaviciosa.

Las intercalaciones de calizas son biomicritas arcillosas, con algunos fósiles, principalmente Lagénidos (*Lingulina*, *Lenticulina*, *Dentalina*, etc.), restos de Crinoideos, de Moluscos, etc. La microfauna de las margas es también muy abundante. La base del tramo margoso corresponde al Sinemuriense Superior (Zona de *Echioceras raricostatum*), que será descrita junto al Pliensbachiense.

En la zona de Argañoso, entre Collado y La Rimada, las margas del Pliensbachiense Inferior contienen la siguiente microfauna: *Krausella? lanceolata*, APOST.; *Bairdia molesta*, APOST.; *Hungarella contractula* (TRIEBEL), y *Astacolus matutina*, d'ORB, y las calizas arcillosas intercaladas son biomicritas con Ostrácodos, *Favreina* y radiolas y restos de Crinoideos.

En el Pliensbachiense Superior encontramos: *Lingulina pupa*, TERQ.; *Marginulina prima*, d'ORB.; *Astacolus inaequistriata* (TERQ.); *Astacolus matutina*, d'ORB.; *Astacolus radiata* (TERQ.); *Marginulinopsis speciosa*, TERQ.; *Nodosaria mutabilis*, TERQ.; *Dentalina terquemi*, d'ORB.; *Frondicularia dubia*, BORN.; *Frondicularia bicostata*, d'ORB.; *Hungarelia amalthei*, QUENST., y *Hungarella contractula*, TRIEBEL.

Las calizas arcillosas son biomicritas con secciones de *Lingulina*, *Lenticulina*, Lamelibranquios y Gasterópodos. Por encima del Lías margoso vienen unos niveles que se encuentran solamente al norte y este de la línea Argañoso-playa de Serín (fuera de la Hoja), constituidos por margas arcillosas, amarillentas, limolíticas, ocasionalmente con Lamelibranquios y Ammonites, y por lo general con abundantes restos vegetales (lignito). Denominaremos a esta facies arcillosa con óxido de hierro como Lías atípico. La muestra que corresponde a este nivel en la sección de Argañoso no contiene fauna alguna. El espesor total del Lías margoso típico y atípico se estima en Argañoso en unos 60 m.

En la serie de La Rimada, unos dos kilómetros al sur de Argañoso, solamente encontramos unos 35 m. de Lías margoso entre las calizas del Sinemuriense Medio y el conglomerado del Dogger («Fabuda»), que representan al Pliensbachiense Inferior y parte del Medio. Las muestras levigadas contienen una riquísima asociación de microfósiles, entre los que se destacan: *Astacolus radiata*, TERQ.; *Frondicularia bicostata*, d'ORB.; *Frondicularia dubia*, BORN.; *Marginulina prima*, d'ORB.; *Marginulinopsis speciosa*, TERQ.; *Planularia arietis*, ISSLER.; *Lingulina pupa*, TERQ.; *Dentalina tenuistriata*, TERQ. (*D. primaeva*, d'ORB.); *Hungarella contractula*, TRIEB., y *Polycope decorata*, APOST.

Las láminas delgadas estudiadas son biomicritas con *Astacolus*, *Lenticulina*, *Lingulina*, *Dentalina*, Ostrácodos, Ostreoides y restos de Crinoideos. En la zona de La Rimada no se observa el Lías de facies atípica, situándose el conglomerado «Fabuda» directamente encima del Pliensbachiense Medio en facies margosa típica.

En la zona de Candanal, unos dos kilómetros al norte de Argañoso, el Lías margoso comprende, como en los cortes descritos anteriormente, solamente el Pliensbachiense, y está representado por unos 60 m. con la misma litología y microfauna citada anteriormente. La parte superior se presenta cubierta, por cuyo motivo no sabemos si existe la facies atípica del Lías.

En el Valle de Peón, al norte del pueblo, el Lías margoso, en facies típica y atípica, comprende unos 100 m. en total (potencia estimada), con facies prácticamente idénticas a las de Candanal. La microfacies del Lías atípico es de biomicritas arcillosas teñidas por óxidos de hierro con restos de Equinodermos y de Moluscos, Ostrácodos y *Lingulina*. En los levigados hemos encontrado Gasterópodos, radiolas de Crinoideos y «palos» limonizados.

4.2.3 DOGGER (BAJOCIENSE-CALLOVIENSE) (J₂₂₋₂₄)

Sobre el Jurásico marino descrito descansa un tramo de conglomerados, de espesor variable, que se conoce en la región bajo el nombre de «Fabuda».

Los conglomerados están constituidos por cantos, muy bien rodados, de cuarcita, generalmente no superiores a los 20 cm. El cemento es siempre escaso y de arenisca. Excepcionalmente, en algunos bloques caídos se observan, además de los cantos de cuarcita, pequeños fragmentos de calizas de tonos grises, lajadas, que con bastante probabilidad proceden del Hettangiense. El espesor de estos conglomerados aumenta hacia el Suroeste, alcanzando valores máximos superiores a los 150 m. en Santa Cecilia, variando las potencias observadas dentro de la Hoja entre 50 y 80 m.

Suelen presentar intercalaciones de bancos de areniscas de tonos grises o amarillentos y arcillas limolíticas rojizas.

Las variaciones son muy fuertes en la vertical, aunque por regla general en la base el material es más fino que hacia el centro del paquete.

Las muestras de las arcillas intercaladas en los conglomerados tomados en la serie Santa Cecilia han resultado desgraciadamente estériles de microfauna, por lo que su datación está basada teniendo en cuenta las edades del infra y suprayacente.

Aunque en el ámbito regional los yacientes de este conglomerado son diferentes de unas zonas a otras (Trías a Bajociense Inferior), en esta Hoja descansa desde el Hettangiense al Pliensbachiense. Este hecho indica un carácter «extensivo», mientras que su deposición es debida a la regresión

regional que se inició en esta zona después del Bajociense Inferior (fase Neokimmérica).

4.2.4 MALM EN FACIES PURBECK (J_{P3})

Sobre el nivel de conglomerados y arcillas limolíticas («Fabuda») descansa una serie de facies Purbeck, que en el ámbito regional está representada por dos litofacies diferentes de difícil delimitación. Al Norte, en la costa y fuera de esta Hoja, se observa una serie arenoso-margosa y fosilífera de facies salobre en transición a marina, mientras que en las regiones situadas más al Sur y Oeste se presenta más salobre y está constituida por calizas pisolíticas con intercalaciones de arcillas y areniscas.

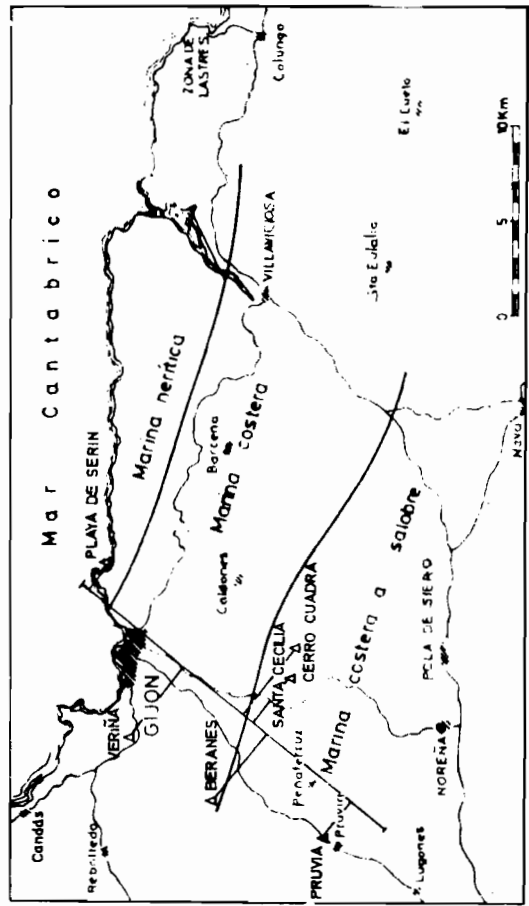
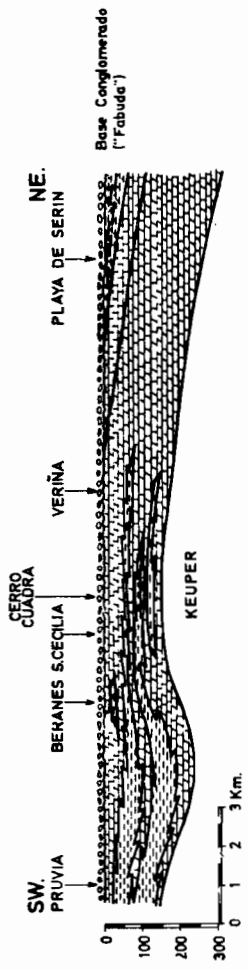
Es en la playa de España, en la Hoja colindante de Gijón, donde mejor puede llevarse a cabo el estudio de estos sedimentos, mostrándose una serie completa con afloramiento continuo a lo largo de la costa. En esta serie se han medido 160 m., en los que alternan arcillas arenosas y limolíticas, abigarradas, con predominio de los tonos ocre, gris y verdoso, con areniscas de grano fino a medio, normalmente subanguloso o subredondeado, de cuarzo y cuarcita, con matriz arcillosa, siempre azoicas. Hacia la parte superior se intercalan bancos de margas y calizas arcillosas a veces cuajadas de fósiles, pudiendo considerarse en algunos niveles como auténtica lumaquela.

Las series descritas en la costa, hacia el S. y O. (ya en esta Hoja) varían muy rápidamente, tanto en lito como en biofacies. No se encuentran las lumaquelas ni los niveles margosos citados, pero, en cambio, hay unos niveles de calizas pisolíticas («calizas de algas») que son, sin la menor duda, el cambio lateral de aquéllos en facies salobre.

El perfil más completo es el de Santa Cecilia, que comprende una serie de 450 m. constituida del siguiente modo:

En la base, directamente encima del conglomerado «Fabuda», unos 140 m. de areniscas de grano medio, subanguloso a subredondeado, de cuarzo y cuarcita, y matriz de arcilla cloritizada, azoicas, que alternan con arcillas rojas muy cubiertas. Este nivel es equivalente a la parte inferior de la serie de la costa y puede asignarse al Oxfordiense, de acuerdo a la edad del suprayacente.

El resto de la serie está constituido por arcillas rojas, arenosas, con intercalaciones de areniscas de grano medio o grueso, subanguloso, muy porosas y semejantes, en cuanto a su composición, a las de la parte inferior. La principal característica de este tramo es la presencia de niveles de calizas microcristalinas de 1 a 3 m. de espesor, pisolíticas unas veces, con algas Girvanellas otras, y generalmente con Lamelibranquios y Gaste-



LEYENDA







-  Conglomerado ("Fabuda")
-  Arcillas y margas arenosas y limolíticas a veces con lignito (Las margas altopo) Facies nerítica a costera
-  Margas y calizas arcillosas Facies marina nerítica (interior a exterior de la plataforma)
-  Calizas microcristalinas, calcareníticas y cristalinas en algún nivel (Intrabiosparitas y Oosparitas) Facies marina nerítica a costera
-  Calizas dolomíticas y Dolomías Facies marina costera
-  Arcillas gris-oscuro y de tonos violáceos, hojósas Facies costera a salobre

Figura 3.—Diagrama y distribución de facies del Jurásico marino (Según J. RAMIREZ DEL POZO, 1969)

rópodos. En las calizas encontramos todos los tránsitos entre calizas microcristalinas (dismicritas con *Girvanella*, Charáceas, talos, oogonios y Ostrácodos) y calizas pisolíticas. Eventualmente se observan intercalaciones de margas grises arenosas. En las arcillas se encuentran, además de Lamelibranquios (*Corbula*), Gasterópodos, coprolitos de Gasterópodos de sección poligonal y oogonios de Chara, los siguientes Ostrácodos: *Cyprinotus* sp. (sensu KNEUPER) (= *Cetacella?* MARTIN); *Darwinula leguminella* (FORBES); *Scabriculocypris trapezoides*, ANDERSON; *Chynocypris jurassica jurassica* (MARTIN); *Macrodentina* aff. *dictyota*, MALZ.; *Fabanella polita polita* (MARTIN); «*Cypris*» *pigmaea* (ANDERSON); *Schuleridea* cf. *triebli* (STEGHAUS); *Cypridea* cf. *binodosa*, MARTIN (sólo en parte superior), y *Bisulcocypris forbesii* (JONES) (sólo en parte superior).

Esta serie corresponde, como en la costa (fuera de la Hoja), al Kimmeridgiense-Portlandiense, siendo evidentemente de esta última edad la parte más alta.

En el perfil de La Rimada, sobre el conglomerado «Fabuda», se han medido solamente 60 m. de serie, en los que además de los niveles de areniscas se observan dos bancos de calizas microcristalinas. El inferior con pisolitos y Girvanellas, y el superior con abundantes Ostrácodos, oogonios de Chara y Girvanellas. En esta zona, el banco de calizas de algas más bajo dista del techo de la «Fabuda» solamente 25 m. estratigráficos.

Al este del kilómetro 21 de la carretera Gijón a Noreña, al norte del río del mismo nombre, se encuentran las «calizas de algas» con abundantísimas secciones de talos y oogonios de Charáceas y algunos Ostrácodos. En el mapa de ALMELA y RIOS (1962) dichas calizas se datan como Liásicas.

Varias muestras tomadas en los sondeos realizados en las campañas sísmicas de CIEPSA, a profundidades que oscilan entre los 10 y los 30 m., han dado una microfauna abundante y bien conservada de Ostrácodos. Las especies determinadas son las mismas que se han citado en la serie estratigráfica de Santa Cecilia. Las muestras de los sondeos se localizan a lo largo de la carretera de Gijón a Noreña.

Todos estos niveles de «calizas de algas» se datan, de acuerdo a las especies de Ostrácodos de las arcillas intercaladas, como Kimmeridgiense-Portlandiense, como hemos indicado cuando describíamos la serie de Santa Cecilia.

4.3 CRETACICO

Las series del Cretácico asturiano han sido recientemente descritas por RAMIREZ DEL POZO (1972), en cuya publicación se resumían las principales características estratigráficas y paleogeográficas de las mismas. Sobre este trabajo, realizado dentro del programa de investigación geológica que

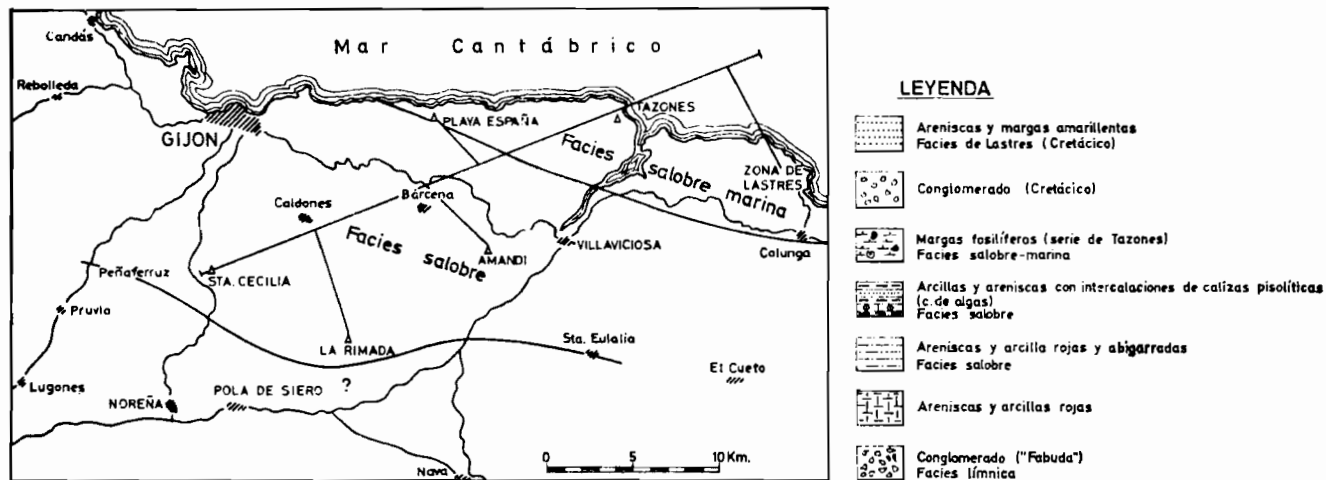
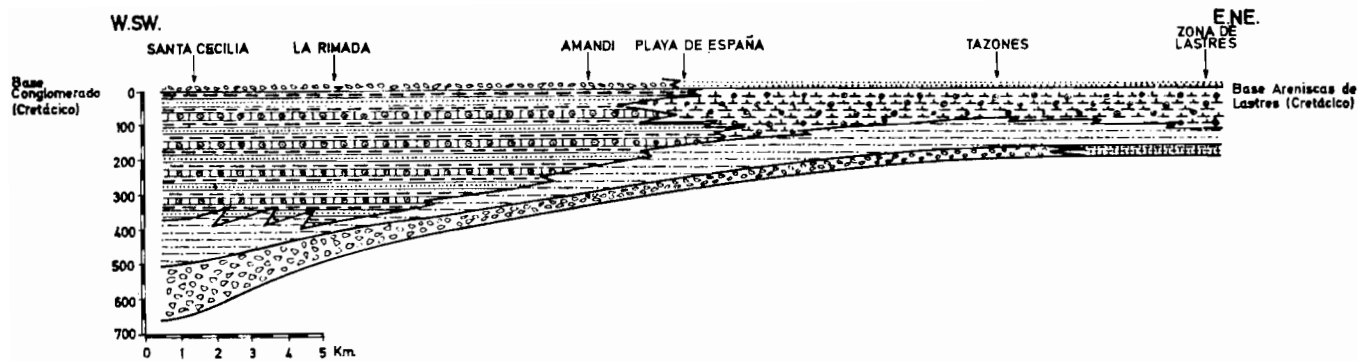


Figura 4.—Diagrama y distribución de facies del Purbeck (Según J. RAMIREZ DEL POZO, 1969)

CIEPSA ha llevado a cabo en Asturias, se basan la mayor parte de los datos aquí expuestos.

4.3.1 CRETACICO INFERIOR EN FACIES WEALD (C_{w14})

Se incluye en la facies Weald del Cretácico Inferior al conjunto de sedimentos comprendido entre la facies Purbeck y el Aptiense marino.

Por encima del tramo con calizas pisolíticas se observa en la zona occidental de la franja móvil intermedia un conglomerado de composición muy parecida al del Dogger, de cantos muy bien rodados, pero con espesores, en general, menores. Con frecuencia pasan a areniscas generalmente grises y son frecuentes también las intercalaciones de arcillas rojas. En la zona de Peñaferruz este tramo conglomerático tiene un espesor de unos 35 m., pero sabemos puede reducirse muy rápidamente. Es generalmente menos consolidado que el conglomerado «Fabuda», resultando una roca deleznable, que con frecuencia se explota en canteras y presenta un cemento arenoso más abundante que en aquél.

Todas las muestras que hemos tomado en las arcillas intercaladas en el conglomerado han resultado azoicas. Solamente en Antromero (en la Hoja de Gijón) encontramos algunos fragmentos de talos de Charáceas en niveles arcillosos que se intercalan en unos bancos de arenas, areniscas y conglomerados que pensamos pueden ser equivalentes a los conglomerados de Peñaferruz. En ambas localidades se encuentran los niveles marinos del Aptiense Inferior con *Choffatella decipiens*, SCHLUMB., y *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENB.) directamente encima del tramo conglomerático. Lamentamos que la falta de datos micropaleontológicos no nos haya permitido datar este nivel conglomerático y precisar los posibles hiatos sedimentarios que suponemos existen dentro de dicho nivel, que por ir siempre unido al Aptiense transgresivo asignamos al Barremiense en facies Weald.

4.3.1.1 Aptiense (C₁₅)

Los sedimentos correspondientes al Aptiense marino afloran en la parte central de la Hoja, dentro de una estrecha área correspondiente a la franja móvil intermedia y sus alrededores. En la Hoja colindante son conocidos los afloramientos aptienses de Playa de San Pedro (Antromero) al este de Luanco, ya descritos por SCHROEDER y WIENANDS (1966) y KARRENBORG (1934).

Dentro de esta Hoja, en la zona de Peñaferruz, el Aptiense está representado por una serie de unos 140 m., en donde se distinguen los siguientes relieves:

a) En la base alternan areniscas de grano medio, azoicas, con arcillas rojizas y grises que contienen una abundante microfauna, en la que predomina

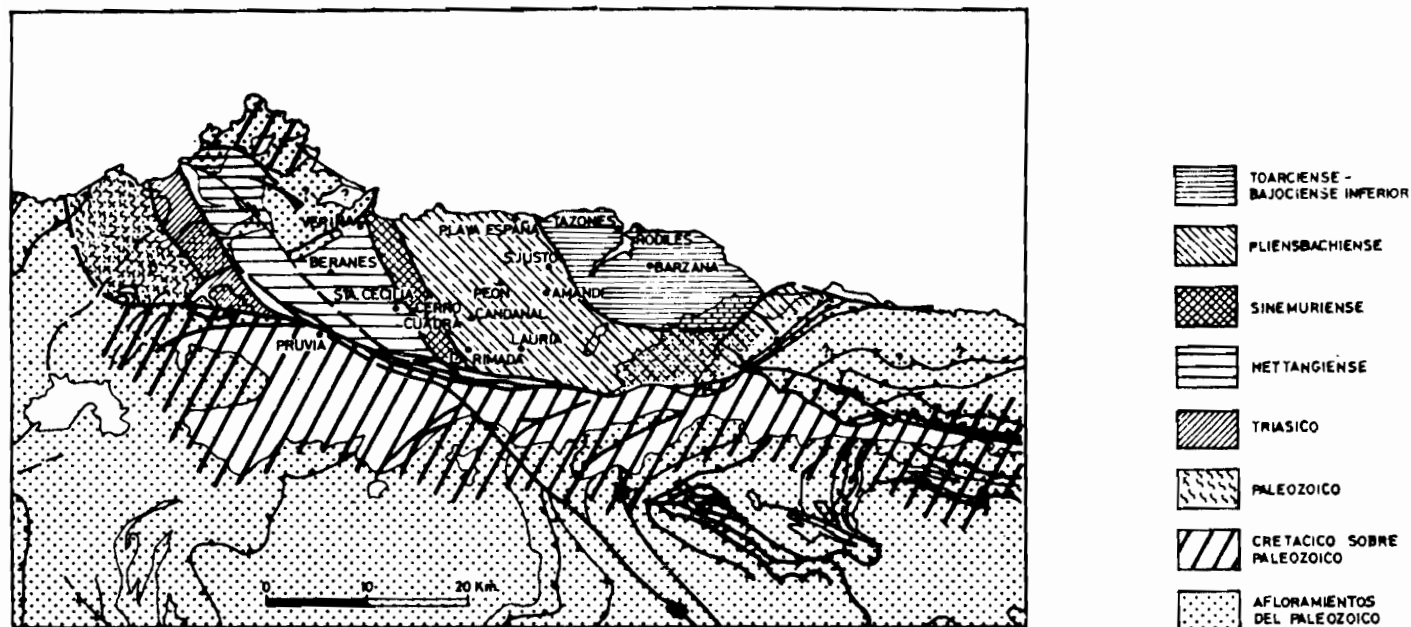


Figura 5.—Infrayacentes del Conglomerado del Dogger («Fabuda») (Según M. JULIVERT, J. RAMIREZ DEL POZO y J. TRUYOLS, 1971)

minan las especies de Ostrácodos: *Neocythere mertensi*, OERTLI; *Bairdia*, sp. 302, OERTLI; *Cythereis buchlerae*, OERTLI; *Sabaudia minuta* (HOFKER), y *Everticyclammina greigi* (HENSON). Todo este tramo se presenta muy cubierto debido a su constitución extremadamente blanda.

b) Arcillas calcáreas, limolíticas o arenosas, generalmente azoicas, en las que se intercalan algunos bancos de calizas arenosas (biomicritas) muy recristalizadas, con *Choffatella decipiens*, SCHLUMB.; *Everticyclammina greigi* (HENSON); *Haplophragmium*, sp., *Lenticulina*, sp.; Gasterópodos, algas calcáreas (*Permocalculus* y *Munieria*), Ostreidos y secciones de Ostrácodos.

c) Finalmente la parte superior, de reducido espesor (unos 5 m.), en los que alternan calizas arcillosas y limolíticas (biomicritas), con margas grises y pardas, con abundantes Orbitolinas. En las calizas se ha determinado: *Palorbitolina lenticularis* (BUMEMB.); *Choffatella decipiens*, SCHLUMB.; *Everticyclammina greigi* (HENSON); *Haplophragmium*, sp.; *Marssonella*, sp.; junto a algunos Gasterópodos, tubos de Anélidos y Ostrácodos. En las margas hemos reconocido una microfauna muy abundante: *Palorbilina lenticularis* (BLUMENB.); *Choffatella decipiens*, SCHLUMB.; *Everticyclammina greigi* (HENSON); *Lenticulina*, sp.; *Cythereis buchlerae*, OERTLI; *Neocythere mertensi*, OERTLI; *Bairdia*, sp. 302, OERTLI; *Cytherella* cf. *parallela* (REUSS); *Cytherella ovata* (ROEMER); *Cytherelloidea* sp. *Dolocytheridea intermedia*, OERTLI, así como algunos Briozoos y radiolas de Equinodermos.

En el km. 457,350 de la carretera de Madrid a Gijón hay unas alternancias de calizas arenosas con arcillas gris-oscuro, en las que se ha separado: *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENB.); *Choffatella decipiens*, SCHLUMB.; *Sabaudia minuta*, OERTLI; *Cytherella* cf. *parallela* (REUSS), junto a pequeños Gasterópodos y algunos moldes de Lamelibranquios. Estas arcillas contienen (ALMELA y RIOS, 1962): *Ostrea polyphemus*, COQ.; *Exogyra aquila*, d'ORB., y *Astarte amygdala*, COQ.

4.3.1.2 Albiense (C₁₆)

Está constituido por unos niveles detrítico-terrigenos que se sitúan entre el Aptiense y el Cenomanianense marinos y que corresponden a las conocidas «facies Utrillas» de otras regiones de España.

En todas las secciones donde se ha observado viene definida por una serie de tramos de arcillas, más o menos arenosas, de tonos grises y vinosos, generalmente abigarradas, con restos de lignito y arenas y areniscas poco cementadas, de tonos blanco, rosado, amarillo o rojo vinoso, según niveles. Las areniscas son de grano medio a grueso, generalmente subredondeado, con una matriz arcillosa muy escasa; los granos son de cuarzo,

cuarcita y de feldespatos potásicos (estos últimos en una proporción menor del 5 por 100 sobre el total de la roca). Entre los minerales pesados destaca la presencia del circón, turmalina y rutilo, y según los estudios de GUTIERREZ CLAVEROL (1968), presentan un elevado contenido en andalucita.

Tanto las arcillas como las areniscas presentan estratificación de tipo lenticular, y las areniscas tienen una clara estratificación cruzada, siendo frecuentes los fragmentos e incluso lechos de lignito. Presentan siempre una o varias intercalaciones conglomeráticas que son generalmente muy constantes. Como el conglomerado de facies Weald, no es muy compacto y está constituido por cantos de cuarcita semirredondeados, con un cemento de areniscas, poco consolidadas, de grano medio a grueso, idénticas a las de los tramos de areniscas. El espesor de este tramo o tramos conglomeráticos oscila entre 10 y 25 m. y tiene un carácter extremadamente lenticular. El color es, como en los niveles donde predominan las areniscas, muy blanquecino, aunque en algunas localidades adquiere una tonalidad algo más amarillenta. Los tonos blanquecinos de estas areniscas y conglomerados son debidos a la presencia de caolín, que es particularmente abundante en algunos niveles.

Como los otros niveles conglomeráticos (Fabuda y Weald), este tercer nivel tiene también un carácter altamente transgresivo o «extensivo», descansando sobre materiales de edades diferentes: Liásico, Triásico y Carbonífero.

El espesor total de la facies de Utrillas es difícil de evaluar en muchos lugares, aunque en la «Franja Móvil Intermedia» parece tener un máximo de 150 m. Respecto a la edad, debe incluir al Albiense (probablemente Medio y Superior) y en muchos lugares debe comprender también la base del Cenomaniense. En este sentido debemos señalar que el techo de la facies de Utrillas presenta un acusado diacronismo en toda la región, siendo más moderno en las zonas occidentales, donde una buena parte del Cenomaniense está representado por estas facies. Además, es muy frecuente que dentro de la serie marina de este último haya intercalaciones de arenas de facies Utrillas, como indicaremos cuando nos ocupemos de este piso.

Denominamos a estos niveles como facies de Utrillas por su extraordinario parecido litológico y cronológico con el que presentan estos tramos en las series de Burgos (RAMIREZ DEL POZO, 1971). Por otra parte, son idénticas a las facies que afloran en Utrillas (Teruel) y que hemos definido como «Formación arenas de Utrillas» (AGUILAR, RAMIREZ y RIBA, 1971), y que ha sido datada como Albiense Medio y Superior. Todas las muestras estudiadas en casi todos los cortes de la Hoja son azoicas, mientras que en el Galeyo (en el borde occidental de la Hoja), donde en el Cenomaniense Inferior hay facies transicionales entre las de Utrillas y las marinas, hemos observado en algún nivel Foraminíferos de concha arenácea pertenecientes al género *Haplophragmoides*. Es importante señalar que hasta el presente

han sido citados estos niveles como facies Waldense por todos los autores.

4.3.2 CRETACICO SUPERIOR (C₂₁₋₂₃)

Descansando sobre la facies de Utrillas, y en concordancia con las mismas, hay una serie de tramos de calizas que alternan con otros de arcillas, margas o arenas, todo ello en un conjunto de facies marina. Constituye una serie muy monótona que resulta muy difícil de dividir litológicamente. Afortunadamente son niveles ricos en micro y macrofauna, lo que nos ha permitido distinguir el Cenomaniense, el Turoniense inferior y el Coniaciense en la mayor parte de la región, y el Santoniense en la zona de Infiesto (en la Hoja colindante de Villaviciosa).

4.3.2.1 Cenomaniense

En el corte de El Caleyo, fuera de la Hoja y en el borde occidental de la misma, levantado en la carretera N-630, en el tramo entre Oviedo y Mieres, podemos distinguir, a grandes rasgos, los siguientes niveles:

a) En la base, unos 18 m., en los que alternan arcillas negras o grises, según niveles, plásticas, con arenas amarillentas y blancas. Los pasos entre una y otra no son netos y en determinados lechos se presentan delgadas intercalaciones de arcillas y arenas en láminas de escasos centímetros. En alguna muestra tomada en niveles arcillosos se ha determinado *Haplophragmoides* cf. *eggeri*, CUSHMAN, y *Haplophragmoides excavatus*, CUSHMAN y WATERS. En estos mismos niveles suelen encontrarse también algunos cristallitos de yeso de pequeño tamaño.

b) Tramo de unos 15 m. no visibles.

c) Nivel de unos 20 m. que comienza por arcillas negras (grises en superficie), plásticas, análogas a las del nivel a) sobre las que descansan areniscas de color gris oscuro, compactas, con nódulos calcáreos ferruginosos. Se intercalan algunos niveles arcillosos, y a unos 8 m. de la base del tramo predominan las arcillas negras con restos de troncos y pirita en agregados arriñonados. Las muestras arcillosas de este tramo contienen los mismos Foraminíferos arenáceos del tramo a).

d) 12 m. de calizas arcillosas, grises, arenosas en algunos lechos, margas y arcillas grises y negras. Se han observado en las láminas delgadas todos los tipos entre calizas microcristalinas con restos de Lamelibranchios y tubos de Anélidos y calizas muy arenosas, con *Textularia*, *Marssonella*, *Tritaxia* cf. *pyramidata*, REUSS; *Glomospira*, *Lenticulina*, *Nummoloculina*, *Buccicrenata subgoodlandensis* (VANDERPOOL), *Ostreidos*, *Briozoos* y restos de Equinodermos.

e) 5 m. de margas grises, arenosas, nodulosas, con *Cytherella ovata* (ROEMER); *Centrocythere denticulata*, MERTENS; *Schluridea jonesiana* (BOSQUET); *Doloccytheridea bosquetiana* (JONES e HINDE), Ostreidos y Briozoos.

f) 7 m., en los que hay varios niveles de arenas arcillosas y calizas dolomíticas, amarillentas, compactas. Estas últimas son muy arenosas y pueden considerarse como una arenisca dolomítica o una dolomía cristalina muy arenosa, teñida por óxidos de hierro, conteniendo solamente secciones de Lamelibranchios y radiolas de Equinodermos.

g) Unos 22 m., que en la base son arcillas grises, plásticas, con restos carbonosos, y en los 15 m. superiores, arenas gruesas blanquecinas. Todo el conjunto presenta facies de Utrillas.

Los niveles a) y c) representan la transición entre las facies de Utrillas y las facies marinas del Cretácico Superior. Su edad es indudablemente Cenomaniense, de acuerdo a los Foraminíferos mencionados. Los niveles d) y e) son ya de facies marina de poca profundidad y también corresponden al Cenomaniense Inferior, mientras que los tramos f) y g) deben corresponder todavía al Cenomaniense, teniendo en cuenta la sucesión estratigráfica de otros cortes de la región, aunque el nivel g) carece de fauna.

En la serie de Campiello se midieron 80 m., en los que alternan calizas microcristalinas, generalmente arenosas (biomicritas), muy recristalizadas en los niveles superiores, en bancos de 2 a 6 m., con arcillas rojizas y plásticas, que en la parte inferior predominan sobre los tramos calizos y son muy arenosas, e incluso hay varios niveles de arenas intercalados. En los niveles calizos se ha determinado: *Orbitolina concava concava* (LAMARCK); *Pseudolituonella reicheli*, MARIE; *Cuneolina pavonia*, d'ORB.; *Haplophragmoides cenomana* (CUVILL. y SZAK.); *Aulotortus* (*Paratrocholina*) *lenticularis* (PAALZOW); *Coskinolina*, *Glomospira*, *Cicyclina*, *Pseudocyclamina*, *Buccicrenata subgoodlandensis* (VANDERPOOL); *Quinqueloculina*, *Lenticulina*, *Lithothamnium* y abundantes restos de Moluscos, de algas calcáreas y de Políperos. En algún nivel arcilloso se ha separado, además, *Praealveolina cretácea brevis*, REICHEL.

Los 80 m. medidos en Campiello corresponden en su totalidad al Cenomaniense.

En el túnel de Lugo de Llanera las calizas que afloran unos metros al norte del túnel, en contacto por falla con el Terciario, son del Cenomaniense. Se trata de biopelmicritas arenosas muy fosilíferas, destacándose: *Orbitolina* ex. gr. *concava* (LAMARCK); *Pseudolituonella reicheli*, MARIE; *Coskinolina Praealveolina*, *Nummoloculina*, *Nezzazzata simplex*, OMARA; *Aulotortus* (*Paratrocholina*) *lenticularis* (PAALZOW); *Dicyclina*, *Quinqueloculina*, *Cuneolina* cf. *pavonia*, d'ORB.; *Lithothamnium* y *Boueina pygmaea*, PIA.

En este lugar, ALMELA y RIOS (1962) citan: *Orbitolina*, sp.; *Astrocoenia koninchi*, EDW. HAIME; *Trochocyathus* aff. *conulus*, EDW. HAIME, y *Gallia-*

nasa (pinzas). LLOPIS LLADO (1965) incluye este afloramiento en el Gargasiense.

En la sección de Villameana, el Cretácico Superior se presenta en serie monoclinical, con buzamientos suaves al NO. El Cenomaniense tiene como mínimo un espesor de unos 120 m. y está definido por arenas y arcillas en la base, que afloran sólo muy parcialmente con cuatro intercalaciones de calizas arenosas (biomicritas y biopelmicritas), una de ellas dolomitizada. En esta sección el número de tramos calizos es menos que en Campiello, aunque los tramos blandos correspondientes a arcillas y arenas se presentan muy recubiertos. En las calizas se ha determinado: *Nummoloculina*, *Buccicrenata subgoodlandensis* (VANDERPOOL); *Praealveolina simplex*, REICHEL.; *Praealveolina cretacea brevis*, REICHEL.; *Ovalveolina ovum*, d'ORB.; *Haplophragmoides cenomana* (CUVILL. y SZAK); *Cuneolina pavonia*, d'ORB.; *Aulotortus (Paratrocholina) lenticularis* (PAALZOW); *Marsonella*, cf. *trochus*, d'ORB.; *Lithothamnium*, Briozoos, Gasterópodos y algas calcáreas (*Boueina*, *Acicularia*, *Neomeris pfenderae*, KONISHI y EPIS). Esta asociación es prácticamente idéntica a la mencionada en Lugo de Llanera y Campiello.

En Peñaferruz aflora el Cenomaniense muy tectonizado, y está constituido por tres bancos de calizas, separados por arcillas, arenas y margas arcillosas. El banco calizo inferior tiene un espesor de unos 25 m. y está constituido por biograpelesparitas arenosas con *Orbitolina concava concava* (LAMARCK); *Aulotortus (Paratrocholina) lenticularis* (PAALZOW); *Buccicrenata subgoodlandensis* (VANDERPOOL); *Cosquinolina*, *Haplophragmoides cenomana* (CUVILL. y SZAK.); *Cuneolina pavonia*, d'ORB.; *Neoraquia convexa*, DANINOVA; *Nummoloculina*, algas calcáreas (*Acicularia*, *Neomeris*), Briozoos y restos de Moluscos.

En la base del tramo arcilloso hemos reconocido, por levigación, la siguiente microfauna: *Thomasinella punica*, SCHLUMB.; *Haplophragmoides* cf. *cushmani*, LOEBL. y TAPPA, y *Buccicrenata subgoodlandensis* (VANDERPOOL). En conjunto el tramo arcilloso-arenoso tiene un espesor de unos 14 m.

Los dos niveles calizos superiores están separados por un tramo de margas arcillosas que en conjunto tienen un espesor de unos 19 m. Las calizas son limolíticas y contienen, entre otros, los siguientes microfósiles: *Orbitolina concava concava* (LAMARCK); *Cuneolina pavonia*, d'ORB.; *Buccicrenata subgoodlandensis* (VANDERPOOL); *Pseudolituonella reicheli*, MARIE; *Aulotortus (Paratrocholina) lenticularis* (PAALZOW); *Haplophragmoides cenomana* (CUVILL. y SZAK.), Briozoos, fragmentos de Madreporarios, etc.

Toda la serie que aflora en Peñaferruz corresponde, sin ninguna duda, al Cenomaniense Inferior por contener *O. concava concava* (LAMARCK), tanto en la base como en el techo de la misma.

Tanto la zona del Toral como en la sección de Acebal, las facies de Utrillas, con su intercalación conglomerática, descansan sobre el Carbonífero. El Cenomaniense tiene un espesor de unos 80 m. y está integrado

por dos o tres bancos de calizas muy arenosas de 2 a 4 m. de potencia, separados por arenas de color pardo amarillento, a veces rojizas, con estratificación oblicua, que presentan finas intercalaciones arcillosas. Hay también algunos niveles de areniscas, microconglomeráticas en algunos lechos, constituidas por granos de cuarzo y cuarcita solamente, con una matriz arcillosa, generalmente escasa, por lo que pueden clasificarse como ortocuarzitas. Las calizas presentan una microfauna idéntica a la mencionada en Peñaferruz.

4.3.2.2 Turoniense

En el túnel de Lugo de Larena las calizas que forman el anticlinal junto a la boca del túnel pertenecen al Turoniense. Son biomicritas y biogravelmicritas con glauconita y limo, así como abundantes Rudistas, Madreporarios, Gasterópodos, Briozoos y una rica asociación de microfósiles: *Pithonella sphaerica* (Kauffmann), *Spiroplectamina*, *Heterohelix*, *Lenticulina*, *Neomeris pfenderae*, KONISHI y EPIS; *Boueina*, *Acicularia*, Ostrácodos, etc.

En la sección ya citada de El Caleyó, el Turoniense está representado por un tramo de 20 m. de calizas grises, arcillosas, de aspecto brechoide, que alternan con lechos más margosos. Todo el conjunto tiene un carácter noduloso y presenta colores amarillentos, en superficie, y grises, blancos o rosados, en fractura fresca. En la parte inferior, las calizas son biopelmicritas, mientras que hacia arriba son biomicritas, conteniendo en todos los niveles la siguiente microfauna: *Pithonella sphaerica* (KAUFFMANN); *Heterohelix*, *Quinqueloculina*, *Marssonella*, *Neomeris pfenderae*, KONISHI y EPIS; *Boueina* cf. *pygmaea*, PIA; *Acicularia*, y Briozoos.

En la sección de Villameana hay un tramo de unos 50 m. de espesor, muy cubierto, en el que afloran dos bancos de calizas de unos 4 a 8 m. de potencia, con limo de cuarzo y glauconita. Son biopelmicritas con *Pithonella sphaerica* (KAUFFMANN), *Spiroplectamina*, *Hedbergella paradubia* (SIGAL), Ostrácodos, Briozoos, Gasterópodos y pequeños Miliólidos. Entre las calizas aparecen algunos niveles de margas arenosas o limolíticas que afloran muy parcialmente. La microfauna mencionada en esta serie, así como la de todas las demás de la zona asturiana, indican que sólo está representado el Turoniense Inferior. En la carretera de Oviedo a Santander, en el kilómetro 207,5, es decir, aproximadamente en el mismo lugar donde se localiza la serie aquí estudiada, ALMELA y RIOS (1962) señalan algunos cortes de Rudistas, entre los que han podido determinar *Radiolites* cf. *lusitanicus*, BAYLE. Aunque la determinación no es muy precisa, señalan los mencionados autores que por su forma y tamaño deben pertenecer al Turoniense.

En la serie de Acebal el tramo correspondiente al Turoniense se presenta extraordinariamente cubierto, aflorando solamente un banco de unos 3 m.

de calizas microcristalinas (biomicritas), con glauconita y limo de cuarzo. La microfauna es idéntica a la mencionada en Villameana.

4.3.2.3 Coniaciense

Los cortes o series de la zona Occidental dentro de la Hoja (Villameana y Acebal) incluyen solamente la base de este conjunto, mientras que en Bierces (en la Hoja colindante de Villaviciosa), la serie del Cretácico Superior marino comprende hasta el Santoniense Superior inclusive.

La base del Coniaciense está definida por un tramo de calcarenitas de unos 5 a 10 m. de espesor, que en la base son microcristalinas y contienen glauconita y limo (biopelmicritas o biogravelmicritas), y en la parte alta son cristalinas (biosparitas). En los cortes de Villameana y Acebal sólo está representada la parte inferior o microcristalina, que contiene: *Dictyopsella* cf. *kiliani*, MUN.-CHALM; *Minouxia lobata*, GENDROT; *Spiroplectamina*, *Tritaxia*, cf. *tricarinata*, REUSS; *Spirophthalmidium*, *Quinqueloculina*, *Pseudolituonella reicheli*, MARIE; *Cuneolina pavonia*, d'ORBIGNY; *Pithonella sphaerica* (KAUFFMANN); *Lithothamnium*, *Acicularia*, *Boveina* cf. *pygmaea*, PIA; *Neomeris*, cf. *cretacea*, STEIMANN; *Halimeda*, abundantes Rudistas, Políperos y Briozoos. Es muy probable que este tramo calizo represente al Coniaciense Medio o Superior, existiendo, por tanto, una laguna o hiato estratigráfico del Turoniense Superior y Coniaciense Inferior, como se ha señalado en las series del sur de Alava y Burgos (RAMIREZ, 1971).

5 Terciario (T₁₋₃)

Sobre los sedimentos del Cretácico Superior en facies marina, ya descritos, y limitada a la cuenca de Oviedo-Infiesto, se sitúa una serie de facies continental, que está constituida por arcillas, arenas (a veces conglomeráticas), calizas lacustres y conglomerados preferentemente calcáreos («Pudinga de Posada»). La base de esta serie se atribuye a la facies Gármnica.

Debido al extraordinario recubrimiento que se observa en toda la cuenca de Oviedo-Infiesto y muy particularmente al carácter de suaves pliegues que presenta todo el Terciario, resulta muy difícil levantar cortes estratigráficos completos del mismo. No obstante, hemos podido reconocer algunos afloramientos en la zona occidental de la Hoja, en los que ha sido posible reconstruir la sucesión litoestratigráfica.

En todo caso, el Terciario consta de dos conjuntos fundamentales: el inferior, de carácter detrítico-terrágeno, y el superior, con episodios de calizas lacustres.

El conjunto inferior está constituido por margas limolíticas rojizas con

manchas amarillentas y pequeños cantos calcáreos, arcillas gris-verdosas (variadas a veces) y plásticas y arenas gruesas blanco-amarillentas. En la base de este conjunto, que suele presentarse muy cubierto, se ha reconocido «*Microcodium*», lo que indica que son niveles de facies Garúmnica.

Respecto al conjunto superior, se observa dentro de una serie predominantemente de arcillas y margas limolíticas generalmente de tonos rojizos, marrones y amarillentos, etc. (abigarradas), con alguna delgada intercalación de areniscas calcáreas, unos tramos de calizas y margas blancas, y bien estratificadas, aunque brechoides, con Gasterópodos y Ostrácodos. Dichos niveles calcáreos presentan un carácter lenticular, extendiéndose solamente en la zona más sur-occidental de la Hoja (entre Oviedo y Pola de Siero). En este conjunto se han determinado varias especies de oogonios de Charáceas, entre los que se destacan: *Rhabdochara* cf. *stockamansi*, GRAMB.; *Harrisichara* cf. *tuberculata* (LYELL); *Stephanochara* cf. *compta*, GRAMB.; *Tectochara meriani*, GRAMB, y *Chara microcera*, GRAMB. y PAUL. Estas especies caracterizan al Oligoceno y muy particularmente al Sannoisiense y Stampiense.

Ambos conjuntos, que no pueden separarse desde el punto de vista cartográfico, pasan hacia el Norte, a lo largo del borde sur de la «Franja Móvil Intermedia», a una serie de conglomerados calcáreos, conocidos como «Pudinga de Posada».

Dichos conglomerados son muy heterogéneos, de cantos calizos, rodados o ligeramente angulosos y matriz algo arcillosa con elementos hasta de 35 cm. de diámetro.

Respecto al espesor total del Terciario, es difícil de establecer, no siendo posible medirlo con cortes completos. En la zona de Oviedo se han medido unos 150 m., mientras en algunos sondeos mineros efectuados en los bordes del surco de Oviedo-Infiesto se han atravesado 250 m., pudiendo ser mucho más en el centro de la cuenca.

ALMELA y RIOS (1962) atribuyen la serie inferior del Terciario al Ludienso, mientras que el resto correspondería al Oligoceno, no pudiendo establecerse una subdivisión más precisa debido a la extraordinaria monotonía de estas series. ADARO (1916) atribuyó estos tramos al Cretácico, aunque el hallazgo de restos de Mamíferos (*Paleotherium*) (REGUERAL y GOMEZ DE LLARENA, 1926) en las yeseras cercanas a Oviedo y en niveles próximos al Cretácico marino, confirmó que estos tramos pertenecen al Ludienso. La determinación de los mamíferos fue realizada por ROYO y GOMEZ (1927), quien atribuyó también al Terciario la «Pudinga de Posada».

Respecto a la naturaleza del contacto Cretácico-Terciario, KARREBERG (1934) señala que existe concordancia, mientras que LLOPIS LLADO, 1950-1957, indica que es ligeramente discordante, y ALMELA y RIOS (1962) afirman que el Terciario es aparentemente concordante, aunque hay una superficie irregular en el contacto con el Cretácico, no existiendo, por tanto, una

continuidad en la sedimentación. Finalmente, MARTINEZ ALVAREZ (1968) señala que el contacto es discordante y disconforme, habiendo claras señales de meteorización y carstificación en el mismo. Recientemente JULIVERT y TRUYOLS (1969) se han ocupado de la naturaleza del contacto Cretácico-Terciario en la zona urbana de Oviedo, llegando a la conclusión, tras minuciosas observaciones, que dicho contacto es disconforme, apreciándose en algún punto una ligera discordancia angular. Debido a que el Terciario se depositó sobre un suave relieve del Cretácico, los espesores de la base de aquél varían bastante, así como su naturaleza (nivel de cantos).

En resumen, creemos que la base del Terciario continental se presenta en muchos lugares en facies Garúmnica. La datación de estos niveles inferiores de facies continental está todavía, en nuestra opinión, muy lejos de haberse realizado con suficientes garantías, quedando aún sin resolver bastantes problemas. Lo que sí parece estar relativamente claro es su edad paleocena o eocena.

Respecto al contacto entre el Cretácico y la serie continental, creemos que es aparentemente concordante en algunos lugares (paraconformidad), mientras que en otros puede ser ligeramente discordante.

6 CUATERNARIO (Q)

Dentro de esta Hoja los depósitos cuaternarios están exclusivamente representados por los aluviones de los ríos, materiales de derrubios de ladera, conos de deyecciones y suelos, etc.

Son de destacar en particular los depósitos aluviales de los ríos Nava y Noreña, que ocupan una cierta extensión de la parte central del surco de Oviedo-Infiesto.

Por otra parte, como es conocido, toda la región se presenta intensamente recubierta por tierras de labor, prados y abundante vegetación que ocultan la mayor parte de las formaciones paleozoicas y sobre todo las mesozoicas. Como es obvio, estos extensos y poco potentes materiales modernos no se han cartografiado, a fin de poder mostrar la cartografía del Paleozoico y Mesozoico de una manera gráfica y evidente.

7 TECTÓNICA

La reducida extensión de los afloramientos paleozoicos y su distribución en manchas separadas dentro de la Hoja, hacen que las estructuras que lo afectan no cobren todo su significado, si no se consideran dentro de un marco más amplio, es decir, conjuntamente con las Hojas vecinas.

Desde el punto de vista tectónico, los terrenos paleozoicos de la Hoja

pertenecen a dos de las cuatro subunidades en que queda dividida la zona Cantábrica (JULIVERT, 1967); al extremo nororiental de la «Región de pliegues y mantos» y al extremo norte de la «cuenca carbonífera Central», estando bien representada en estas dos unidades la orogenia herciniana.

La «región de pliegues y mantos» se extiende desde el borde este y sur de la cuenca carbonífera Central hasta los afloramientos precámbricos del núcleo del anticlinorio del Narcea. Esta unidad se caracteriza por una estructura de mantos hacia el SE., deformados por un plegamiento posterior y que pasa longitudinalmente hacia el NO. a una estructura de pliegues (JULIVERT, 1967). A esta unidad pertenecen los afloramientos de Santo Firme, Naranco y Sierra Grandota.

La serie de Santo Firme, transgredida por los terrenos mesozoicos, se presenta en forma de cuña, dirigida hacia el E., cuyo ángulo más agudo está formado por dos fallas, que lo separan del Triás, al Norte, y del Cretácico, al Sur. Los estratos se alinean formando un sinclinal normal de arrumbamientos N. 20°-E.

En la Sierra del Naranco los estratos se ordenan de una forma sorprendente uniforme para un Paleozoico, y forman el flanco SE. de un sinclinal muy abierto cuyo eje queda fuera de la Hoja; al Sur, el Devónico se pone en contacto por falla, con un Carbonífero pizarroso que aflora en forma de ojal, ya que es recubierto, inmediatamente, por el Cretáceo.

La tectónica es bastante más compleja en Sierra Grandota, donde la serie está afectada por violentos pliegues, complicados por fallas que en la mayor parte de los casos son longitudinales y de carácter inverso.

Una falla transversal orientada de SO. a NE. divide el Paleozoico de la sierra en dos bloques, uno oriental, deprimido, en el que tanto las estructuras como los estratos siguen direcciones E.-O., y otro occidental, levantado, en el que los arrumbamientos son N.-50°-E.

En el primero la serie se dispone según dos estructuras: una, anticlinal al N., y otra, sinclinal, más al S., separadas por una falla que pone en contacto la «caliza de Montaña» y los terrenos devónicos. El flanco sur del sinclinal cabalga sobre el paquete Fresnedo y éste junto con la «caliza de Montaña» en su base, lo hace sobre el Westfaliense D de la banda Riosa-Olloniego. Este último frente se prolonga hacia el Sur, formando el borde O. de la cuenca carbonífera Central.

En el bloque occidental se distinguen otras dos estructuras anticlinal-sinclinal, separadas por una falla intermedia, que deben ser equivalentes a las vistas en el bloque anterior. El flanco norte del anticlinal es afectado por una falla longitudinal inversa que vuelve a repetir todas las formaciones dispuestas en él.

La cuenca carbonífera Central forma una gran área deprimida en la que se han conservado unos 6.000 m. de materiales carboníferos. Pertenecen a

ella los afloramientos de Bimenes y Aramil, situados al sur de la Hoja, y el de Peña Careses, en el Centro.

La orogenia herciniana plegó violentamente la cuenca, quedando dispuesta en forma de sinclinorio. Las direcciones de los pliegues mayores se alinean en forma de arco, variando sus rumbos de N.-S. a direcciones más E.-O.

En general, todas las estructuras principales de la cuenca están gobernadas, siguiendo la tónica general, por empujes que provienen del Oeste y que han tenido como consecuencia los cabalgamientos de la «Región de pliegues y mantos» sobre la cuenca Central y de ésta sobre la «Región de mantos» (JULIVERT, 1971), y aun dentro del Carbonífero de la cuenca, los de la «caliza de Montaña» sobre los paquetes westfalienses. Un ejemplo de todo esto se ve en las estructuras de sierra Grandota, donde aparecen frentes cabalgantes de gran importancia dirigidos hacia el Este.

Como consecuencia de estos empujes, los pliegues sinclinales y anticlinales de la cuenca presentan una cierta asimetría, con vergencia hacia el Este, y algunos, los más occidentales, están afectados por fallas longitudinales que pasan por el eje. Este fenómeno es más acentuado al oeste y sur de la cuenca, amortiguándose, hasta desaparecer, según nos alejamos hacia el Norte y Este; así lo prueba la disposición tranquila de las estructuras que afectan al borde N. de la cuenca (mancha de Bimenes), que arqueándose suavemente hacia el Este, según las directrices del arco astúrico, se introduce bajo los terrenos mesozoicos.

Un conjunto de fallas, posiblemente posthercínicas, de direcciones generalmente SO.-NE., que afecta al Mesozoico y al zócalo carbonífero, hace que este último aflore en forma de pequeños ojales entre los terrenos secundarios; así aparecen las manchas de Aramil, Felechés y Peña Careses.

Por su parte, el área de recubrimiento mesozoico y terciario de Asturias se puede dividir, desde un punto de vista estructural, en tres unidades principales de diferentes características, que, como ya hemos dicho en la introducción, corresponden en general a áreas paleogeográficas con diferente evolución geológica (Figs. 1 y 2).

Estas unidades, desde el Sur al Norte, son las siguientes:

1. *Sinclinorio de Oviedo-Infiesto*.—Eq. Surco de Oviedo-Infiesto.
2. *Franja tectonizada intermedia*.—Eq. Franja Móvil Intermedia.
3. *Monoclinal ondulado de Gijón*.—Eq. Cuenca de Gijón-Villaviciosa.

La delimitación entre estas unidades, especialmente en esta Hoja, es bastante neta, sobre todo por la presencia entre la Septentrional y la Meridional de una franja larga y estrecha, caracterizada por una tectónica violenta, que contrasta con la suave de las unidades contiguas. Esta franja es debida, con gran probabilidad, a un accidente profundo, que ha jugado un papel fundamental a lo largo de toda la historia geológica del conjunto sedimentario postcarbonífero. Consiste posiblemente en una gran falla

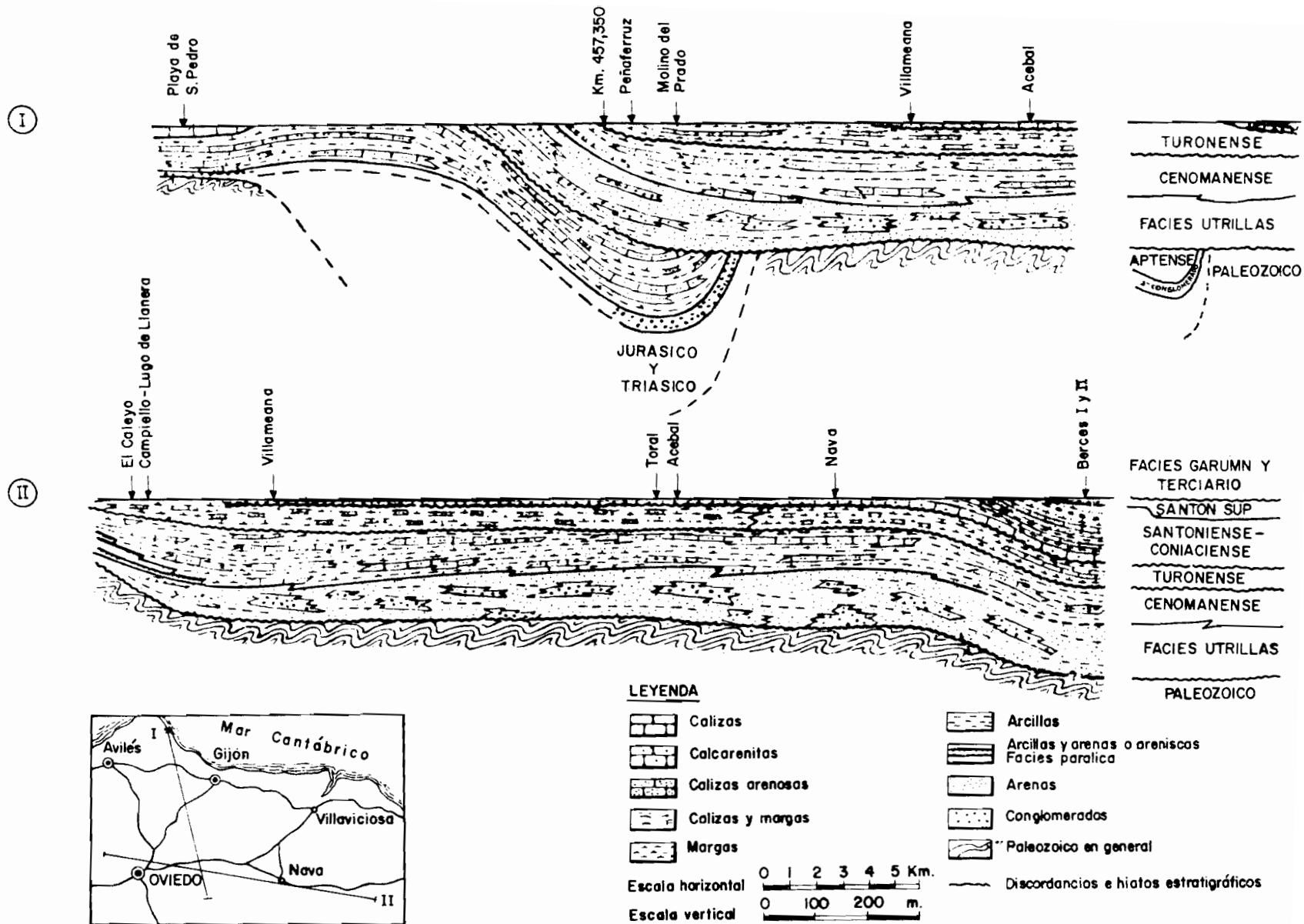


Fig. 6 — Cortes esquemáticos de la Cuenca Cretácica
(Según J. Ramirez del Pozo, 1.971)

(o grupo de fallas) con dirección general ONO.-ESE. que desde la zona de Avilés, cruzando nuestra área, se extiende aun fuera de los límites de nuestro mapa. Esta falla, además de haber sido activa, con desplazamientos relativos a uno y otro lado, en diferentes tiempos geológicos, constituye una importante divisoria de sedimentación y de facies. Parece haber tenido también en distintos tiempos y en parte de su recorrido un carácter de desgarré horizontal, como demostrarían los frecuentes desplazamientos transversales, observados principalmente en el Paleozoico, a lo largo de su recorrido.

Por lo tanto, podemos considerar esta gran fractura o línea de discontinuidad (que llamaremos falla, fractura o accidente intermedio) como el rasgo tectónico fundamental de la historia postpaleozoica de la región.

1. *Siclinorio de Oviedo-Infiesto*.—Se trata de un sinclinorio en general bastante suave, de dirección aproximada Este-Oeste (Fig. 2), que además queda subrayado por la depresión topográfica general de los terrenos más altos estratigráficamente (Terciario). Solamente en la zona de contacto con la franja intermedia se observan trastornos e inversiones bruscas en la disposición de los estratos. Pero más al Sur la tectónica es bastante suave y las capas pierden rápidamente pendientes en esta dirección, dando lugar también a débiles ondulaciones en el Terciario. Todavía más al sur del borde terciario, aflora nuevamente el Mesozoico (Cretácico), que se apoya regularmente, con pendientes no muy fuertes, sobre el subyacente Paleozoico. Solamente en la zona central, entre Pola de Siero y Quintanares, en donde el sinclinorio se estrecha hasta llegar a interrumpirse brevemente, las capas cretácicas vuelven a repetir los caracteres de trastorno de la Franja Intermedia, presentándose los estratos violentamente plegados y fallados. Más al Este, nuevamente vuelve una disposición tabular y sencilla, y a pesar de que la unidad va estrechándose con respecto al área occidental, se mantiene perfectamente su carácter sinclinal.

La estructura paleozoica del Naranco, al norte de Oviedo, desdobra en dos el eje sinclinal de Llanera.

Existen también pequeños pliegues cretácicos al Norte de Lugo de Llanera, que llegan a aflorar en superficie y que testifican el poco espesor que presenta el Terciario en esta zona occidental.

En su zona central (inmediaciones de Pola de Siero), donde se complica la estructura, aparece el sinclinorio de Lieres-Moñeca, de directrices claramente hercínicas. Esta estructura adquiere gran importancia, como ya hemos visto, durante la sedimentación del Pérmico y Buntsandstein. De nuevo vuelve a constituirse como área sedimentaria durante el Cretácico Superior y Terciario. La tectónica alpina actúa sobre estos sedimentos, e influenciada por las fuertes directrices hercínicas reinantes, se amolda a ellas y da lugar a alineaciones tectónicas de dirección Suroeste-Noreste. Los anticlinales son

cabalgantes, mientras que los sinclinales, menos afectados por el substrato, son mucho más suaves.

Del Oeste a Este los pliegues más importantes que se presentan en esta estructura son: anticlinal de Molledo-Ullaga, sinclinal de Tiroco, anticlinal de Carbayín-Traspando y sinclinal de Lamuño.

Las fallas más importantes existentes en esta zona son de dos tipos: fallas inversas ligadas a pliegues, y fallas de desplazamiento horizontal. Del primer tipo son las fallas de Ullaga y Carbayín, que siguen la alineación de los pliegues anticlinales de este nombre, y al segundo tipo pertenecen las fallas de Carbayín-Tiroco y de Nava (en parte fuera de la Hoja) que son transversales a las anteriores y con claro desplazamiento horizontal.

2. *Franja tectonizada intermedia.*—Representa una franja muy completa, fuertemente fallada y plegada, con una vergencia general de los pliegues al Sur. Las direcciones predominantes de los elementos tectónicos (fallas, pliegues, cabalgamientos) son NO.-SE. en la parte central y E.-O. en las occidental y oriental (esta última fuera de la Hoja) (Fig. 2).

En profundidad esta serie de cobijaduras y fallas inversas de superficie debe corresponder a un conjunto de «Horst» y «Graben» que la gran falla (o fallas) intermedia ha debido producir durante su compleja historia geológica.

La estructura general de la Franja Móvil tiene una forma zigzagueante, con una región central compleja, de directrices NO.-SE., debido posiblemente al «*decrochement*» hercínico de Avilés-Nava-Campo de Caso (o fallas de Ventaniella).

Las zonas de cambio de directrices presentan una tectónica más compleja, produciéndose despegues y fallas tangenciales.

La región central de la franja tectonizada es la que tiene los caracteres estructurales mejor definidos. Forma una banda alargada de dirección NO.-SE., con una anchura de unos 4 Km., que se extiende desde la carretera Oviedo-Gijón hasta la carretera de Aramil de Arriba-La Vega, por el Este.

De Norte a Sur existe en esta zona central de la Franja Móvil una evolución de la tectónica de pliegues, influenciada evidentemente por unos fuertes empujes al Sur, independientes o fuertemente relacionados con estructuras paleozoicas, como ocurre en la zona de Peña Careses, donde hay correspondencia de ejes de pliegues, paleozoicos y mesozoicos. Existen, pues, directrices claramente alpinas en la zona occidental, y directrices típicamente hercínicas en la oriental (zona de Peña Careses).

La tectónica de fallas ha sido claramente posterior a la de los pliegues, en esta zona Norte, y por presentar directrices oblicuas se han visto fuertemente afectados.

Al Sur, la tectónica de pliegues está desligada totalmente de las directrices hercínicas, existiendo, en cambio, una íntima relación con la tectónica

de fallas, que debieron producirse simultáneamente o en fase ligeramente posterior, como ocurre con la falla de borde de la depresión terciaria de Oviedo.

Predominan en esta zona sur los pliegues-falla con pequeños despegues, aprovechando la superficie plástica del Keuper. Son pliegues de gran longitud, con clara vergencia al Sur y directrices NO-SE. Los ejes sufren frecuentes cabeceos, influenciados, quizá, por la tectónica de zócalo que, como dijimos, está a escasa profundidad en esta zona (menos de 1.000 m.).

Las más importantes estructuras definidas en estas unidades son: el sinclinal de Pruvia, el monoclinal de Peñaferruz, el sinclinal de La Felguera, los anticlinales de Collado y Ordiales y el sinclinal de Villanueva; estos tres últimos relacionados, en parte, con la estructura paleozoica de Peña Careses.

En la región sur de la Franja Móvil Intermedia, formando dos alineaciones de dirección ONO-ESE., existen dos pliegues-falla cabalgantes, de gran desarrollo longitudinal y con clara vergencia al Sur. Se trata de pliegues muy apretados, próximos entre sí, pero con unas características bien definidas.

El más meridional afecta al Cretácico Superior. Este se encuentra formando un sinclinal volcado cuyo flanco sur ha quedado laminado por una falla inversa, simultánea o de evolución posterior al pliegue. Es la gran falla que delimita al Norte la depresión de Oviedo.

Al norte de este primer pliegue-falla existe una segunda alineación con superficie de despegue más neta, que afecta al Keuper y Lías calizo. Entre las localidades de Huergo y San Pedro desaparece como tal estructura y vuelve a continuar de nuevo hacia el Oeste, hasta la carretera general de Oviedo-Gijón.

Ambas alineaciones quedan interrumpidas por fallas de desgarre de desarrollo posterior, siendo la más importante la que con una dirección NO-SE. pasa por Pico Castiello, al norte de Aramil.

Existe también en la zona central de esta franja una red de fallas de hundimiento que la separan, por el Norte, de la actual cuenca de Gijón-Villaviciosa, y al Sur, por un sistema de fallas cabalgantes que la separan de la actual cuenca de Oviedo.

Son fallas de primer orden, con directrices análogas, que, como vemos, han jugado un importante papel paleogeográfico en la sedimentación mesozoica. Presentan un gran desarrollo longitudinal y un importante salto.

La zona occidental de la franja tectonizada Intermedia se extiende desde la carretera general Oviedo-Gijón hasta el afloramiento carbonífero de Santo Firme. Se caracteriza, al igual que la zona oriental, por presentar unas directrices tectónicas Este-Oeste.

El «Horst» carbonífero de Santo Firme imprime a esta zona un carácter tectónico especial.

Al sur de esta localidad existe una gran falla de hundimiento, accidente que se continúa hacia el Oeste hasta Santa Cruz de Llanera. Por el Este

sigue una alineación que sirve de límite Cretácico-Terciario hasta enlazar con el frente cabalgante de Cucureza.

Otro accidente importante pone en contacto los materiales del Buntsandstein con el Cretácico Inferior. Así podemos observarlo en las proximidades de Villabona (al este de Santo Firme).

Sistemas de fallas posteriores, de desplazamiento horizontal, y normales, producen pequeños reajustes en el mosaico estructural. Podemos citar un sistema de dirección noroeste-sureste, con las fallas de Castiello, Cigoña, Los Bayos y Batio, que son de tipo «*decrochement*» y un sistema transversal, como la falla de Carbaino.

3. *Monoclinal ondulado de Gijón-Villaviciosa*.—Representa la unidad más septentrional recubierta de sedimentos mesozoicos (Triásico-Jurásico).

La tectónica de esta unidad es muy sencilla y puede definirse como de tipo ondulado-tabular. Las pendientes de los estratos son bastante suaves, salvo accidentes muy locales. La directriz tectónica, a pesar de su general indecisión, deja apreciar la influencia de un plegamiento alpino que ha dado lugar a una serie de alineaciones largas y estrechas, cuyos ejes se presentan ondulados a lo largo de una dirección predominantemente NO-SE.

Las alineaciones principales observadas, desde el NE. al SO. son: Gijón-Peón-Viñón, San Julián de Rocas-Caldones-Collado y Peón-Candanal, de dirección NNE-SSO. [Fig. 2].

Algunas de estas alineaciones no son continuas, sino que originan una serie de pequeñas estructuras alineadas entre sí.

Hay que subrayar que los débiles empujes de la fase alpina en esta región, muchas veces a causa del escaso recubrimiento mesozoico, han podido ser regidos y orientados por las directrices profundas hercínicas (NE-SO.). Así, hay zonas en que los pliegues resultantes se cruzan en las dos direcciones (Peón) o llegan a enmascarar la directriz estructural predominante.

Un factor que puede disminuir la importancia de estos pliegues de tectónica alpina es la presencia de la serie plástica triásica con episodios evaporíticos (yesos, anhidrita y sal), cuyo contacto con formaciones subyacentes más rígidas (Buntsandstein, Pérmico o Paleozoico) habría podido constituir una superficie de despegue, dando origen así a una estructuración epidérmica y, por tanto, sin repercusión sobre los niveles más profundos.

Otros elementos tectónicos que caracterizan la cobertera mesozoica de esta región son una serie de fracturas y fallas normales que, a pesar de su salto débil, originan muchas veces contactos anormales, trastornos e inversiones bruscas en la disposición de los estratos.

Estas fallas presentan dos direcciones principales: una NO-SE. de directriz alpina, y otra de dirección NE-SO., ligadas a las antiguas alineaciones hercínicas. Estos dos tipos de falla, que a veces cruzan los pliegues, pueden llegar a enmascarar aún más la presencia de estructuras individualizadas.

Finalmente, otro rasgo tectónico de importancia regional y que ha sido puesto en evidencia por la sísmica (realizada por CIEPSA en 1967), es la flexura o fractura Gijón-Candanal (en la parte nororiental de la Hoja) de dirección NO.-SE., a la que está probablemente relacionada la actual alineación tan rectilínea de la costa entre Gijón y Avilés. Lo mismo que la fractura intermedia, ésta parece ser un accidente tardío de la orogenia hercínica, representando el borde de la cuenca de sedimentación del Pérmico y del Buntsandstein.

Falla de desgarre de Ventaniella.—Acerca del sistema de fallas NO.-SE., que afecta la Hoja, hay que subrayar la importancia de la falla de Ventaniella que, como es sabido, cruza toda la Cordillera Cantábrica, produciendo, en general, un desplazamiento horizontal de 4 Km., según un movimiento dextrógiro. Esta falla cruza la Hoja por el ángulo SE., afectando al Paleozoico de Bimenes y el Mesozoico del sinclinorio de Moñeca-Lieres y de la franja tectonizada en su parte central. Por lo que se refiere al Mesozoico se observan segmentos de la misma con un claro movimiento vertical, otros con limitados juegos horizontales y otros en que la falla no se manifiesta, o por lo menos no produce efectos aparentes de desplazamiento. Se trata probablemente de un accidente tardío que no guarda ninguna relación con la génesis del arco asturiano, quizá de edad pérmica o triásica, aunque luego hayan tenido lugar movimientos diferentes, limitados, a veces, a ciertos sectores

8 HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales devónicos, dentro de la Hoja, se presentan en las facies Astur-Leonesa, en buena parte con carácter nerítico. A lo largo de la serie devónica alternan formaciones de rocas detríticas depositadas en un medio de escasa profundidad, con formaciones carbonatadas, a veces con facies arrecifales (algunos niveles de la base de Moniello).

A escala regional, el mar devónico tenía su borde oriental bien definido, puesto que los sedimentos que éste ocasionaba faltan al E. de la cuenca carbonífera Central y las formaciones devónicas muestran una progresiva reducción del área de sedimentación de E. a O. (JULIVERT y TRUYOLS, en prensa).

Otros puntos a tener en cuenta, que indican la situación del mar abierto hacia el O. son:

- 1) La sucesión devónica se hace cada vez más incompleta hacia el Este, como lo prueba la ausencia del Devónico Superior dentro de la Hoja.
- 2) Los espesores aumentan de E. a O., también probado dentro de la Hoja, si se comparan los afloramientos del Naranco y los de Sierra Gran-

dota; en el primero, la caliza de Moniello y arenisca del Naranco son mucho más potentes que en el segundo.

3) El estudio de las formaciones indica la presencia de facies más propias de mar abierto hacia el O. que hacia el E.; un ejemplo lo tenemos en Sierra Grandota, en la que por ser uno de los afloramientos más orientales del Devónico, la facies de Rañeces tiene un marcado carácter de borde de cuenca, siendo de predominio terrígeno con variaciones laterales muy acusadas.

La falta de sedimentos entre el Ordovícico Medio y el Devónico, inclusive ambos, a partir de la cuenca carbonífera Central hacia el E., denota la existencia de un área con tendencia positiva a la emersión que formaba una plataforma suavemente inclinada hacia el O. (JULIVERT, 1971).

La sedimentación carbonífera en Asturias se inicia en determinadas localidades por unas pizarras negras que, al igual que en León, pueden atribuirse al Tournaisiense, pero en la mayor parte de las ocasiones es «el grioto», de edad viseiense, el que comienza esta sedimentación.

El mar carbonífero se extendía por buena parte de lo que actualmente es mar Mediterráneo, uniéndose por el Asia Menor con el brazo de mar ruso y prolongándose hacia el Este a través de las cadenas persas y del Himalaya. Merced a su particular carácter geotectónico, la subsidencia ha jugado un papel muy importante, permitiendo la deposición de una serie sedimentaria muy potente, que para el conjunto de los estratos carboníferos de la cuenca Central alcanza aproximadamente unos 6.000 m. de espesor, que están representados, casi en su totalidad dentro de la Hoja; de ellos, más del 80 por 100 son de origen marino (GARCIA-LOYGORRI, en prensa).

Señala este autor que enmarcaban a este gran mar, en el área española, los terrenos antiguos que hoy día podemos encontrar en las regiones de Galicia y norte de Portugal, volviéndose a abrir hacia el Oeste por el sur de este último país, como lo atestiguan las formaciones marinas del Carbonífero Inferior del sur de Portugal y norte del Valle del Guadalquivir.

Tras una deposición química en aguas poco profundas, de la facies carbonatada del «grioto» y «caliza de Montaña» que se encuentran en todo el ámbito de la cuenca carbonífera, se implanta una sedimentación principalmente terrígena, que inicia una facies hullera en régimen calciparálco. Las invasiones del mar, que son frecuentes, se producen desde el Este-Sur hacia el Oeste-Norte, y perduran, aunque dentro de un fenómeno regresivo de orden mayor, es decir, de carácter continental creciente, hasta que la fase Astúrica de la orogenia herciniana interrumpe el proceso con el plegamiento de la cuenca (GARCIA-LOYGORRI, en prensa).

Los primeros tramos de la sedimentación terrígena que sucede al depósito calcáreo del «grioto» y de la «caliza de Montaña» son de predominio marino, extendiéndose este régimen a lo largo de unos 1.400 m. de serie, aunque ya empiezan a aparecer tímidamente algunos pasos de carbón, lo-

calmente explotados. Tras un episodio continental de unos 120 m. de potencia se inició una serie preferentemente marina de unos 1.000 m. de potencia que forma la parte superior del segundo tramo productivo. A todo lo largo de estas series marinas, que esporádicamente incluyen pasos continentales con suelos de vegetación poco desarrollados al muro de las hiladas de carbón, no es raro encontrar secuencias ordenadas en ritmos sedimentarios, que ponen de manifiesto ciertas sacudidas en el juego de la subsidencia de la cuenca, traducidos en la presencia de cuarcitas y calizas en el techo de algunas vetas de carbón abortadas en su formación.

La instalación de la laguna hullera, aunque ocupada después por el mar en incontables ocasiones, tiende a manifestarse de una manera más clara a partir del segundo tramo productivo, que ya encierra seis episodios continentales con capas de carbón de más espesor, que se explotan en diversas minas. Continúan los sedimentos marinos en potentes tramos, pero las numerosas areniscas ya son micropudingas y se intercalan en algunas zonas de la cuenca, conglomerados silíceos o pudingas, compuestas por cantos muy redondeados de cuarcitas. El origen de estos conglomerados se atribuye a cordones litorales acumulados durante la regresión de las aguas del mar hacia el Este, ya que se encuentran niveles marinos en su base y continentales en el techo.

El conjunto de pudingas que aparece intercalado en la serie de la unidad de Riosa posee el mismo origen sedimentario que los anteriores, aunque su edad parece ser algo más moderna.

A lo largo de la deposición del tercer tramo productivo, el ambiente continental de sedimentación es ya más acusado, como lo prueba el incremento relativo de sus depósitos en relación con los de origen marino, la presencia de suelos de vegetación bien desarrollados que hablan de la permanencia de la vegetación hullera en la cuenca, así como la existencia de numerosos techos de capas incluyendo plantas flotadas o niveles de agua dulce. El mar, que no es capaz de invadir la laguna por períodos de tiempo tan prolongados, bien porque su nivel se mantuviera más bajo, bien, más probablemente, por el carácter menos acusado de los impulsos de hundimiento de la cuenca, que únicamente en ocasiones se traducía en una invasión marina (GARCIA-LOYGORRI, en prensa). En la parte superior de este tramo, es decir, en los estratos correspondientes al paquete Sotón, los impulsos son de valor más pequeño, manteniéndose siempre el fondo de la cubeta a cotas próximas al nivel del mar, originando cada hundimiento el anegamiento por las aguas marinas de la laguna que, colmatándose poco después, daba paso a la aparición de una nueva vegetación lacustre. Así se explica la alternancia de delgados niveles marinos y continentales que caracterizan a este paquete.

La uniformidad en el ambiente de sedimentación parece más acusada en el cuarto tramo productivo, permitiendo la implantación de tramos marinos y continentales más potentes. Comienza aquí la aparición de las gonfolitas

o conglomerados calcáreos de poco espesor, cuya característica principal es la irregularidad en número, de unos puntos a otros, pudiendo representar rellenos fluviales de curso divagante, en los que se acumulan los cantos procedentes de la denudación de un antipaís constituido en parte por terrenos westfalienses, previamente emergidos, posiblemente por la acción de algún movimiento orogénico. Tal conclusión se desprende de los Foraminíferos encontrados en algunos bolos de las gonfolitas, de edad Westfaliense reconocida. La fase Astúrica de la orogenia herciniana interrumpe este proceso con la formación de la Cordillera Cantábrica, que queda sometida al desgaste por la erosión.

A lo largo de la sedimentación de la serie carbonífera las invasiones marinas provenían generalmente del E. y SE.; esto lo prueba la distribución de las pudingas, las variaciones laterales que se observan en algunos niveles marinos, cuya fauna pasa gradualmente de ser francamente marina en la mitad de la cuenca a ser de agua dulce en la occidental, así como el carácter menos detrítico de las series situadas al Este.

Un hecho que merece destacarse es que hasta el momento no se han encontrado indicios claros de la fase de Curavacas a Palentina en el Westfaliense Inferior, lo que parece señalar el carácter no generalizado, al menos en la totalidad del noroeste de España, de esta fase tectónica.

La historia geológica de la cuenca meso-terciaria de Asturias, en cuya parte suroccidental está enclavada la presente Hoja, comienza al final del Carbonífero, cuando la fase de descompresión que siguió a la tectónica hercínica provocó el hundimiento de la parte septentrional de la región asturiana. Este fenómeno tuvo lugar a lo largo de dos accidentes profundos, de dirección aproximada ONO.-ESE. (falla o fallas intermedias) y NE.-SO. (falla de Veriña), originando la «cuenca de Gijón-Villaviciosa» al Norte, y la «franja móvil Intermedia» al Sur, jalonando ésta la línea de debilidad ONO.-ESE. Más tarde, a causa de un basculamiento general al Sur y por el cambio de sentido de la fractura (o fracturas) intermedia, se formará el «Surco de Oviedo-Infiesto». La franja móvil Intermedia presenta, por tanto, una condición privilegiada desde el punto de vista paleogeográfico, ya que actuó de zona límite y de charnela a dos cuencas sedimentarias con características muy diferentes.

Otro rasgo paleogeográfico profundo, de importancia regional, obtenido por datos geofísicos, es la flexura o fractura Gijón-Candal, de dirección NO.-SE., que debió representar, probablemente, el límite aproximado de la cuenca de sedimentación pérmica y del Buntsandstein, como se ha indicado en el capítulo de Tectónica.

Durante el intervalo de tiempo que transcurrió entre el final de la tectónica hercínica y la transgresión triásica, el área de la cuenca mesozoica que se iba formando se vio afectada por un relieve morfológico o estructural, que no alcanzó probablemente completa peneplanación. Por tanto, los

sedimentos pérmicos y en parte los del Buntsandstein se depositaron en las zonas deprimidas, rellenándolas, siendo posteriormente solapados por la transgresión del Keuper arcilloso evaporítico. Durante el Liásico comienza un régimen marino con una sedimentación predominantemente carbonatada y, en el Dogger, como efecto de las primeras fases Neokiméricas, se inicia un movimiento de elevación que, probablemente, tuvo su culminación en la cuenca de Gijón-Villaviciosa. Se dio paso a una sedimentación clasticoterrígena de facies continental, que empieza con el conglomerado del Dogger («Fabuda») y equivalente, y que se encuentra especialmente desarrollada en el área suroeste, de mayor subsidencia (Fig. 3). En el Malm continúa este movimiento de basculamiento y la sedimentación es predominantemente de facies lacustre y salobre al SO. y salobre-marina al N.-NE. (Facies Purbeck) (Figura 4).

Durante el Cretácico Inferior el área N. («cuenca de Gijón-Villaviciosa») llegó probablemente a una emersión parcial mientras se acentuó la subsidencia del área SO. Se depositan los sedimentos de facies Weald y Utrillas, entre los que se intercala, en el Aptiense, un episodio marino. En la zona NO., fuera de la Hoja (playa de San Pedro), un ligero basculamiento permitió la sedimentación de una delgada serie de facies Weald y Aptiense marino.

En el Cretácico Superior (Cenomaniense-Turonense-Coniacense-Santonense) el mar vuelve a invadir el área sur de la cuenca, en donde se delinea cada vez más la formación del surco de Oviedo-Infiesto.

Finalmente se inicia de nuevo una fase regresiva, el surco de Oviedo es rellenado por sedimentos continentales terciarios y los movimientos alpinos dan lugar a los diferentes rasgos estructurales de las tres unidades mencionadas.

Por lo que se refiere a la Hoja que se describe, las facies observadas en los sedimentos aflorantes del Triásico hasta el Terciario son las que a continuación se citan, según datos publicados por RAMIREZ DEL POZO (1969 y 1972).

El Buntsandstein presenta una sedimentación continental predominantemente detrítica, que se depositaba en los pequeños surcos preexistentes que tendieron a rellenarse. Sedimentos correspondientes a la facies Muschelkalk no afloran en la zona de la Hoja y suponemos que no se hayan depositado como tal facies Muschelkalk, por lo que los equivalentes de la misma están incluidos parcialmente en las facies Buntsandstein y Keuper. Sin embargo, en los sondeos de investigación minera de Caldones y otros, fuera ya de la Hoja, se cortaron unas calizas que podrían atribuirse a la facies Muschelkalk.

Durante el Keuper se produce una cuenca evaporítica en la que se depositaban, junto a las arcillas rojas, yesos y localmente otras sales. No se han observado ofitas en el Keuper de la Hoja, así como en el resto de la cuenca asturiana, lo que hace suponer la ausencia de estas manifestaciones volcá-

nicas durante la sedimentación triásica, que, por otra parte, son muy frecuentes en otras regiones de España.

Durante el Hettangiense se instaure un régimen de sedimentación marina muy somera, con profundidades no superiores a los 20-25 m. y se depositan sedimentos carbonatados de facies nerítica o costera. En la zona más occidental de la Hoja la facies puede ser salobre o eventualmente transicional (arcillas negras y vinosas). Al final del Hettangiense la zona situada aproximadamente al O. del meridiano de Gijón se eleva, cesando la sedimentación, sin llegar a producirse la erosión de los sedimentos ya depositados o, en el caso de que ésta tuviese lugar, debió ser de muy pequeña intensidad. Este régimen de sedimentación se habrá de continuar durante el Sinemuriense Inferior y Medio, aunque las biofacies son algo más profundas, de carácter nerítico, con profundidades medias de mar del orden de 40 m. Generalmente el índice de energía deposicional del medio era muy tranquilo (sedimentación de micritas), aunque eventualmente pudiera aumentar (calcarenitas esparíticas). Desde el Sinemuriense Inferior se observa un gradual desplazamiento del borde de la cuenca hacia el Este y Norte, encontrándose sucesivamente los sedimentos más modernos del Jurásico marino en este sentido.

A partir del Sinemuriense Superior el mar se hace más profundo, debido probablemente al hundimiento de la cuenca en el extremo oriental de la Hoja, lo que da lugar a una sedimentación margo-calcárea de facies nerítica. Este ambiente deposicional continuará durante el Pliensbachiense, en el que las biofacies son más profundas, siempre de tipo nerítico, y la profundidad de la cuenca, del orden de los 60-80 m.

La subsidencia es muy pequeña y no tienen lugar durante todo el Jurásico marino movimientos tectónicos de importancia, salvo la manifestación incipiente de las primeras fases Neokimméricas ya señaladas y que darán lugar a la deposición de las facies «atípica» y conglomerática («Fabuda»), tan características de la región asturiana.

La deposición de la facies «atípica», muy reducida en esta Hoja, representa la transición entre las sedimentaciones marinas y continental, observándose en ocasiones, como en la playa de Serín (fuera de la Hoja), una ligera discordancia con el conglomerado superior («Fabuda»). La gran cantidad de fósiles encontrados en algunos niveles de esta facies «atípica» solamente puede ser explicada como debido a que ese rápido cambio de régimen, las condiciones ambientales de profundidad y salinidad fueron desfavorables, produciéndose una súbita muerte de la fauna.

En el Dogger, después de la regresión general del área, se inicia una nueva fase «extensiva» sobre la anterior. La cuenca, a causa a los fuertes aportes de agua dulce, rebaja considerablemente su salinidad, depositándose los conglomerados de carácter continental y fluvial. Hacia la mitad del período de deposición aumenta el índice de energía del medio ambiente,

adquiriendo las corrientes fluviales mayor fuerza de arrastre, lo que puede deberse a un aumento de la pluviosidad, junto a un rejuvenecimiento de las áreas fuente de aportes, situadas al Sur y al Oeste. Como hemos indicado, este conglomerado descansa sobre términos cada vez más antiguos hacia el Sur y Oeste. Dentro de la Hoja los yacentes son el Pliensbachiense, Sinemuriense y Hettangiense, mientras que fuera de ella, llega a descansar hasta el Triásico (Zona de Avilés) y Paleozoico (Fig. 5).

Durante el Malm (facies Purbeck) cesan los aportes fluviales de elementos gruesos, prosiguiendo una sedimentación lacustre y salobre («calizas de algas») que hacia el Norte, fuera de la Hoja, pasa a formaciones muy fosilíferas de facies salobre transicional a marina.

Después de la sedimentación del Malm en facies Purbeck se acentúa la regresión, seguida por la deposición de la facies Weald con materiales fundamentalmente fluviales sedimentados en una cuenca muy somera, salobre, o al menos de salinidad más baja que la marina normal.

Durante el Aptiense, los mares, aprovechando la depresión que se iba formando por efecto del cambio de sentido de la flexura-falla intermedia, invaden el país, procediendo posiblemente de la zona de Avilés y depositándose sedimentos a lo largo de una estrecha faja que correspondería a parte de la actual Franja Móvil Intermedia.

El resto del área quedará ya emergido en lo sucesivo, aunque en el norte de la actual costa creemos que se establecería también el régimen marino del Aptiense, como parecen demostrarlo los pequeños afloramientos costeros de playa de San Pedro-Luarca, fuera de la Hoja. Los depósitos aptienses son siempre marinos, costeros o neríticos, y la profundidad del mar parece que nunca fue superior a los 35-40 m.

Se observa, pues, que en esta época se inicia un ciclo transgresivo marino que se afianzará más tarde durante el Cenomaniense, pero antes tiene que ocurrir una pausa. Durante el Albiense, los aportes terrígenos vuelven a predominar y se depositan arenas, arcillas y conglomerados en facies Utrillas.

Durante la sedimentación de estas facies es muy posible que la cuenca sufriese un fuerte movimiento de basculamiento al SO., que dio lugar a la deposición de los sedimentos terrígenos. La intercalación del nivel conglomerático debe corresponder a un episodio de rejuvenecimiento de las zonas emergidas y a un aumento de la pluviosidad. Estas facies se extienden ampliamente en el «surco de Oviedo-Infiesto» y en la parte más meridional de la «Franja Móvil Intermedia». Las facies de Utrillas son netamente transgresivas o «extensivas», penetrando hacia el Sur sobre el Carbonífero (zona del Toral) y depositándose en la parte oriental de la «Franja Móvil Intermedia» sobre el Liásico o incluso sobre sedimentos más antiguos. El techo de las facies de Utrillas es muy diacrónico, comprendiendo a parte del Cenomaniense en los bordes de la cuenca de sedimentación (El Caleyo), donde

pueden tenerse facies parálicas. La base es también más moderna en los bordes. Admitiendo una edad albiense para las facies de Utrillas, hay que localizar una laguna estratigráfica en su base en el contacto con el Aptiense inferior. Este hiato o disconformidad es una consecuencia de las fases Aústricas, que han tenido un carácter de relleno de la cuenca, no habiendo erosionado prácticamente.

Tanto durante la sedimentación de la facies de Utrillas como de la del Cretácico Superior, el centro de la cuenca se situaba en las zonas orientales del área aquí estudiada; es decir, lo contrario que en el Aptiense y facies Weald. Por esta razón creemos que hay un marcado diacronismo en el paso de las facies de Utrillas al Cenomaniense marino, que se hace más moderno hacia la zona occidental (El Caleyo). Por dicha causa, el Cenomaniense inferior del citado corte presenta facies parálica, con niveles carbonosos y niveles de facies transicional marina-no marina, que representa la transición a la facies de Utrillas. El Cretácico Superior se presenta a lo largo del «surco de Oviedo-Infiesto» (hasta sobrepasar el meridiano de Cangas de Onís) y de la «Franja Móvil Intermedia» (parte meridional de la misma). La cuenca asturiana se enlaza, hacia el Este, con el Cretácico Superior de la cuenca Cantábrica en la zona de Torrelavega-Santander. En conjunto todo el Cretácico Superior de Asturias presenta facies de borde de cuenca, generalmente neríticas o costeras, haciéndose más profundas en el Turoniense inferior, y de un modo general, en los cortes más orientales.

La sedimentación en facies marina del Cretácico Superior parece que se ha terminado en el Turoniense en las series localizadas en el meridiano de Oviedo (El Caleyo, Lugo de Llanera), continuándose hasta el Coniaciense en la mayor parte de la Hoja (Villameana, Acebal) y alcanzando al Santoniense Superior en la región de Infiesto-Bierces (fuera de la Hoja). Como en la cuenca Cantábrica (RAMIREZ DÉL POZO, 1971), hay un hiato en el techo del Cenomaniense que afecta a la mayor parte del Cenomaniense Superior y otro entre el Turoniense y Coniaciense que afecta al Turoniense Superior y al Coniaciense inferior. Esta última laguna estratigráfica debe ser explicada por un movimiento de basculamiento o de elevación del borde de la cuenca cretácica, posiblemente durante el Coniaciense inferior, que motivó la falta de depósito de este último nivel y la erosión o falta de sedimentación del Turoniense Superior.

En el Coniaciense (en la mayor parte de la Hoja) y en el Santoniense (en la zona oriental, fuera de la Hoja) se inicia en toda la región un ciclo regresivo, como consecuencia de las primeras fases de la orogenia Alpina. El mar se retira definitivamente, comenzando un régimen de sedimentación continental y lacustre con facies localmente carbonatadas que se extienden exclusivamente en el «surco de Oviedo-Infiesto» y que incluye a la facies Garúmnica y Terciario continental (Oligoceno). La deposición de estos sedimentos tiene un carácter transgresivo o «extensivo», debiendo existir una

interrupción en la sedimentación en el paso del Cretácico marino a los mismos. Esta interrupción en la sedimentación es posible que no sea muy importante en la zona oriental (Infiesto), aunque en otros lugares la laguna sedimentaria parece ser de cierta intensidad (alrededores de Oviedo). La subsidencia del «surco de Oviedo-Infiesto», que ya había comenzado a ser importante durante el Cretácico Superior se acentúa, lo que da lugar a que este surco adquiere cada vez mayor importancia.

Durante el Terciario los movimientos Alpinos se hacen más intensos, plegando la zona y acentuándose el escarpe de la «Franja Móvil Intermedia», lo que origina la formación de potentes conglomerados («Pudinga de Posada»), cuyos materiales provenían fundamentalmente del Cretácico de esta franja.

Hacia el Sur se observa un cambio de facies, haciéndose la sedimentación cada vez más fina e instaurándose un régimen lacustre con deposición de arcillas, areniscas y sedimentos carbonatados (calizas y margas blancuecinas) de carácter lenticular.

En la figura 6 se representan dos cortes esquemáticos de la cuenca cretácica, en los que quedan resumidas algunas de las ideas expuestas.

Finalmente los movimientos Alpinos, ya en el Terciario, actúan plegando suavemente la zona. Sólo en la faja correspondiente a la franja tectonizada, debido precisamente —creemos—, a la debilidad de la zona, los accidentes que se producen son violentos. Una serie de cobijaduras y de fallas inversas reflejan en superficie el conjunto de «Horst» y «Graben» que la fractura ha debido producir en profundidad, al actuar con distinto sentido a lo largo de los tiempos geológicos.

9 GEOLOGIA ECONOMICA

Dentro del área cubierta por la Hoja merecen especial atención los yacimientos de espato flúor y hulla. Los primeros se encuentran generalmente asociados, tanto a contactos tectónicos como a niveles detríticos del Permotrias, siendo muy explotados en las minas de Villabona y La Collada, con producciones de 100.000 y 300.000 t., respectivamente.

Las explotaciones actuales de hulla, generalmente de aplicación térmica o formando parte de mezclas coquizables por su elevado contenido en materias volátiles, se abren en los diferentes paquetes productivos ubicados en la parte septentrional de la cuenca carbonífera Central. Antaño se beneficiaron capas en las minas de Santo Firme, situadas en el Carbonífero de esta región, en la mina «Inesperada», situada al sur de la falda meridional del Naranco, y muchas minas de montaña en los afloramientos de Bimenes y Aramiil. En la actualidad subsisten varios pozos abiertos en la zona de

Bimenes (cuenca Central), tales como: Pumarabule, Mosquitera y Solvay, que explotan capas correspondientes a los tramos productivos superiores.

Por lo que respecta a rocas industriales, destacan las explotaciones realizadas a cielo abierto, en la «caliza de Montaña» del Naranco, en la que ENSIDESA se beneficia de unos 310.000 m³ anuales de caliza que utiliza como fundente, situando a la cantera dentro de las primeras de Europa en este aspecto.

En Tudela, Veguín y en Peña Careses se extraen 13.600 m³/año y 37.800 metros cúbicos/año de «caliza de Montaña», respectivamente, que se emplean en la fabricación de cementos.

Materiales para áridos se explotan de las calizas liásicas, así como de las arenas y conglomerados jurásicos y cretácicos. Merecen especial atención por el volumen de producción las explotaciones situadas en el kilómetro 459 de la carretera de Sevilla a Gijón, con 79.645 m³/año; la de la carretera de Carbayín, con 38.560 m³/año, y la situada entre Collata y Mareo, con 9.115 m³/año.

Para cerámica se extraen arcillas jurásicas y cretácicas cuyos yacimientos más importantes se encuentran en Fitoria, en el km. 459 de la carretera Oviedo-Sevilla, y en el poblado de La Manjoya.

Como roca de ornamentación ha sido explotado y lo es en la actualidad el mármol grioto, base del Carbonífero dentro de la Hoja; canteras de cierta importancia se encuentran hoy abiertas en el monte del Naranco y en Sierra Grandota.

10 BIBLIOGRAFIA

- ADARO DE L. Y JUNQUERA, G. (1916).—«Hierros de Asturias.» *Mem. Inst. Geol. Esp.*, Criaderos de Hierro de España, t. 2, 1 vol. texto, 35 figs., 12 láms., 610 pp., 1 vol., 10 láms. Madrid.
- ADRICHEM BOOGAERT, H. A. VAN (1967).—«Devonian and Lower Carboniferous Conodonts of the Cantabrian Mountains and their stratigraphic application.» *Leidse Geol. Mededel.*, vol. 39, pp. 129-192, 68 figs., 3 láms. Leiden.
- AGUILAR, M. J.; RAMIREZ DEL POZO, J., y RIBA, O. (1971).—«Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico Inferior en la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel).» *Est. Geol.*, vol. 27, núm. 6, pp. 407-512, Madrid.
- ALMELA, A., y RIOS, J. M. (1953).—«Datos para el conocimiento de la geología asturiana.» *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. 65, Madrid.
- (1962).—«Investigación del hullero bajo los terrenos mesozoicos de la costa cantábrica (zona de Oviedo-Gijón-Villaviciosa-Infiesto).» *Empresa Nac. «Adaro» de Inv. Min.*, 171 pp., mapa geol. 1:50.000, 1 lám., cortes. Madrid.
- ALMELA, A.; RIOS, J. M., y REVILLA, J. (1955).—«Acerca de la edad de la facies Wealdense del norte de Asturias.» *Not. y Comunic. del Inst. Geol. y Min. Esp.*, núm. 37, pp. 111-131. Madrid.
- ALTEVOGT, G. (1963).—«Die oberdevonischen rugosen Korallen von der asturischen Küste (Cabo Peñas, Nordspanien).» *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, vol. 117, pp. 9-38, 11 figs., 3 láms., Stuttgart.
- (1967).—«Devonian tetracorals from Spain and their relation to North American species.» *Intern. Symp. on Devonian System.* Calgary, 1967, vol. II, pp. 755-769, 2 figs., 2 láms. Calgary.
- ARBIZU, M. (1972).—«El Devónico Inferior de la costa asturiana entre la Punta de Narvata y la ensenada de Moniello.» *Brev. Geol. Ast.*, año XVI.
- ARKELL, W. J. (1956).—«Jurassic geology of the World.» *Oliver and Boyd Ltd.* London.
- BARON, A. (1967).—«Informe geológico de campo de la cuenca de Gijón.» *Informe interno de CIEPSA* (in litt.).
- BARROIS, C. (1880).—«Memoria sobre el terreno Cretáceo de la Cuenca de Oviedo.» *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, vol. 7, pp. 115-114, láms. 1-3. París.
- (1882).—«Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice.» *Mém. Soc. Geol. Nord.*, t. 2, núm. 1, 20 láms. Lille.
- BEROIZ, C. (1969).—«Estudio geológico de la franja móvil intermedia y cuenca de Oviedo-Cuenya.» *Informe interno de CIEPSA* (in litt.).

- BERTHOIS, L.; BRENOT, R., y AILLOUD, P. (1965).—«Essais d'interprétation morphologique et tectonique des levés bathymétriques exécutés dans la partie sud-est du golfe de Gascogne.» *Rev. Trav. Ints. Pêches marit.*, vol. 29, núm. 3, 10 figs., pp. 323-342.
- BOILLLOT, G. et d'OZOUVILLE, L. (1970).—«Etude structurale du plateau continental nord-espagnol entre Avilés et Llanes.» *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 270, pp. 1865-1868, 2 figs., 1 lám. París.
- BOILLLOT, G.; DUPEUBLE, P. A.; LE MANN, F. et d'OZOUVILLE, L. (1970).—«Etude stratigraphique des terrains affleurant sur le plateau continental nord-espagnol entre Avilés et Llanes.» *C. R. Somm. Soc. Geol.*, pp. 78-79, 1 fig. París.
- BOUROZ, A. (1962).—«Sur la présence de *Reticuloceras paucicrenulatum* BISAT & HUDSON dans le Carbonifère du Nord de la province des Asturies (Espagne).» *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 255, pp. 1968-1970. París.
- CADAVIECO, J.; SUAREZ VEGA, L. C., y DE LA VEGA, J. I. (1966).—«Características genéticas y paleogeográficas de la formación conglomerática del Jurásico en Asturias (de Avilés a Villaviciosa).» *Brev. Geol. Astúrica. Mem. y Com. de la IV reunión del grupo español de sedimentología*, t. 2, pp. 15-31. Oviedo.
- CIEPSA (1968).—«Asturias: Geología y posibilidades de Hidrocarburos de la Cuenca costera mesoterciaria.» *Informe interno de CIEPSA* (in litt.).
- COMTE, P. (1934).—«Sur les couches intermédiaires entre le Silurien et le Dévonien dans les Asturies.» *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 198, pp. 1164-1166. París.
- (1936).—«Le Dévonien moyen et supérieur du León (Espagne).» *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 202, pp. 1198-1200. París.
- (1937).—«La serie cambrienne et silurienne du León (Espagne).» *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 204, pp. 604-606. París.
- (1959).—«Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique.» *Mém. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. LV, pp. 440, 6 figs., 1 mapa. Madrid.
- DAMOTTE, B.; DEBYSER, J.; MONTADERT, L., y DELTEIL, J. R. (1969).—«Nouvelles données structurales sur le golfe de Gascogne obtenues par sismique réflexion "flexotir".» *Rev. Inst. Fran. Pétrol.*, vol. 24, núm. 9, pp. 1061-1072, 2 figs., 5 láms. París.
- DELEPINE, G. (1928).—«Sur l'âge des grés du Naranco (Asturies).» *C. R. Ac. Sci. Paris*, t. 187, pp. 239-241. París.
- (1932).—«Sur la présence d'une faune givétienne en Asturias (Espagne).» *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, vol. XV, pp. 204-206. París.
- DUBAR, G. (1925).—«Note sur les formations du Lias et du Jurassique supérieur dans les Asturies.» *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 180, p. 216. París.
- (1927).—«Les mouvements de mers dans les Pyrénées et dans le NO. de l'Espagne aux temps Jurassiques.» *Congr. Geol. Inter. C. R.*, 2. Madrid.

- DUBAR, G. y MOUTERDE, R. (1957).—«Extensión del Kimmeridgiense marino en Asturias, desde Ribadesella a Gijón.» *Not. y Comunic. del Inst. Geol. y Min. Esp.*, núm. 46, p. 209. Madrid.
- (1957).—«Précisions sur le Lias des Asturies et sur l'existence des mouvements intrajurassiques dans cette région.» *C. R. Ac. Sc.*, t. 244, pp. 1234-1236. París.
- DUBAR, G.; MOUTERDE, R.; VIRGILI, C., y SUAREZ, L. C. (1971).—«El Jurásico de Asturias (Norte de España).» *Cuadernos Geol. Ibérica*, vol. 2, pp. 561-580. Madrid.
- DUBAR, G.; MOUTERDE, R., y LLOPIS, N. (1963).—«Première récolte d'une Ammonite de l'Hettangien inferieur dans les calcaires dolomitiques de la region d'Avilés (Asturias).» *C. R. Ac. Sc.*, t. 257, pp. 2306-2308. París.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1961).—«Las rocas del Cámbrico.» *N. y Com. I. G. M. E.*, núm. 63, pp. 141-162, 10 figs. Madrid.
- GARCIA LOPEZ, S. (1972).—«Análisis del contenido en Conodontos de un corte de la caliza de Candás en la costa asturiana.» *Brev. Geol. Ast.*, año XVI.
- GARCIA-LOYGORRI et al (1971).—«El carbonífero de la Cuenca Central Asturiana.» *Trabajos de Geología*, 3, Fac. Ci. Univ. Oviedo.
- GOMEZ DE LLARENA, J. & ROYO, J. (1927).—«Las terrazas y rasas litorales de Asturias y Santander.» *B. R. S. E. H. N.*, t. XXVII, pp. 19-38, 15 figs. Madrid.
- GOMEZ DE LLARENA, J. (1927).—«Algunos datos sobre el Terciario continental de Oviedo.» *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, vol. 27, pp. 219-220. Madrid.
- GUTIERREZ CLAVEROL, M. (1968).—«Observaciones sobre el conglomerado cretácico asturiano.» *Brev. Geol. Astúrica*, año 10, núms. 1-4. Oviedo.
- GUTIERREZ CLAVEROL, M. y VARGAS ALONSO, I. (1969).—«Contribución al conocimiento litoestratigráfico del Cretácico de la zona central de la región asturiana.» *Acta Geol. Hispánica*, t. 4, núm. 5, pp. 131-134. Barcelona.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1957).—«Las rasas de la costa cantábrica en el segmento oriental de Asturias.» *INQUA, V. Congr. Intern.*, 32 pp., 5 figs. Oviedo.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1942).—«Explicación del nuevo mapa Geológico de España, t. II: El Sistema Siluriano (I).» *Mem. Inst. Geol. y Min. Esp.*, p. 592, 44 figs., 27 láms., 1 mapa. Madrid.
- (1944).—«Datos para el estudio de las Hojas del Mapa Geológico 1:50.000 (Gijón 14 y Oviedo 29).» *Inst. Geol. y Min. Esp.* Madrid.
- (1944).—«De la geología asturiana. Una Cruziana nueva.» *N. y Com. I. G. M. E.*, núm. 12, p. 13, 1 lám. Madrid.
- (1952).—«Minas de Llumeres.» *Inst. Hierro y Acero*, año V (2), pp. 642-648, 2 mapas. Madrid.
- HIGGINS, A. C. (1971).—«Conodont biostratigraphy of the late Devonian-nearly Carboniferous rocks of the South Central Cantabrian Cordillera.»

- Trab. Geol.*, núm. 3 («The Carboniferous of Northwest Spain»), pp. 179-192, 2 figs., 5 láms. Oviedo.
- JIMENEZ DE CISNEROS, D. (1904).—«Datos para el estudio del sistema Liásico en Asturias.» *Bol. Real. Soc. Esp. de Hist. Natural*, t. IV, núm. 7. Madrid.
- JULIVERT, M. (1970).—«Mapa geológico de España 1:50.000. Hoja n.º 54 (Rioseco).» *Inst. Geol. Min. Esp.* Madrid.
- JULIVERT, M.; PELLO, J., y MARCOS, A. (1969).—«Mapa geológico de España 1:50.000. Hoja n.º 31 (Ribadesella).» *Inst. Geol. Min. Esp.* Madrid.
- JULIVERT, M. y PELLO, J. (1970).—«Mapa geológico de España 1:200.000. Hoja n.º 3 (Oviedo). (Memoria explicativa por M. Julivert, J. Truyols y J. García-Alcalde.)» *Inst. Geol. Min. Esp.* Madrid.
- JULIVERT, M. y TRUYOLS, J. (1969).—«Sobre la naturaleza del contacto Cretáceo-Terciario en la zona urbana de Oviedo.» *Brev. Geol. Ast.*, año 13, núm. 2, pp. 17-24, 5 figs. Oviedo.
- JULIVERT, M.; RAMIREZ DEL POZO, J., y TRUYOLS, J. (1971).—«Le reseau de failles et la couverture post-Hercynienne dans les Asturies.» *Ed. TECHNIP., Hist. Struct. du Golfe de Gascogne*, t. 2, pp. V. 3-1 a V. 3-33. París.
- JULIVERT, M. (1971).—«Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of Northwest Spain.» *Amer. J. of Sci.*, vol. 270, pp. 1-29, 7 figs. New Haven.
- (1971).—«L'évolution structurale de l'arc asturien.» *Publ. Inst. Franç. Pétr., Collect. Coll. et Sem.*, núm. 22 («Histoire structurale du Golfe de Gascogne», t. 1), p. 28, 4 figs. París.
- JULIVERT, M.; MARCOS, A.; PHILIPPOT, A. & HENRY, J. L. (1968).—«Nota sobre la extensión de las pizarras ordovícicas al E. de la Cuenca Carbonífera Central de Asturias.» *Brev. Geol. Ast.*, año XII, núm. 4, pp. 1-4, 1 fig. Oviedo.
- JULIVERT, M.; MARCOS, A., y TRUYOLS, J. (1972).—«L'évolution paléogéographique du NW de l'Espagne pendant l'Ordovicien-Silurien.» *Colloque de Brest 1971*. Brest.
- JULIVERT, M. y TRUYOLS, J. (*in litt.*).—«L'Ordovicien de Cap Peñas, une succession de référence pour le NW de l'Espagne.» *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*
- JULIVERT, M.; TRUYOLS, J., y GARCIA ALCALDE, J. (1971).—«Mapa Geológico de España, escala 1:200.000. Hoja n.º 3 (Oviedo).» Memoria explicativa. *I. G. M. E.*, 39 págs., 4 figs. Madrid.
- KARRENBERG, H. (1934).—«Die postvarische Entwicklung des Kantabro-asturischen Gebirges (Nordwestspanien). Beiträge zur Geologie der West. Mediterranengebiete, Berlin (Trad. "La evolución post-variscica de la Cordillera Cantabro-astúrica".» *Publ. Extr. Geol. Esp.*, t. III, pp. 104-224, 21 figs., 4 pls. Madrid, 1946.

- KULLMANN, J. (1962).—«Die Goniatiten der Namur-Stufe (Oberkarbon) in Kantabrischen Gebirge, Nordspanien.» *Abh. Akad. Wiss. Lit. Mainz math-naturw.*, 1962, núm. 6, 119 pp., 17 figs., 7 láms. Wiesbaden.
- LLOPIS LLADO, N. (1950).—«Mapa Geológico de los alrededores de Oviedo, escala 1:25.000.» *Serv. Geol. del I. D. E. A. Oviedo*.
- (1956).—«Sobre el Cretáceo de los alrededores de Oviedo.» *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. 57, pp. 257-300, 5 figs. Madrid.
- (1957).—«El Terciario continental de los alrededores de Oviedo.» *Est. Geol.*, t. 14, núms. 35-36, C. S. I. C., pp. 287-304, 4 figs., 1 lám. Madrid.
- (1957 a).—«Sobre la estratigrafía del Devónico entre Avilés, Gijón y Oviedo.» *Brev. Geol. Ast.*, año I, núms. 1-2, pp. 5-8, 1 lám. Oviedo.
- (1957 b).—«La Costa Cantábrica.» *V Congr. Intern. INQUA* (Guía Excursión n.º 2), pp. 43-55. Oviedo.
- (1961 a).—«Estudio geológico de la región de Cabo de Peñas (Asturias).» *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. LXXII, pp. 233-348, 22 figs., 10 láms., 2 mapas en color. Madrid.
- (1961 b).—«Sobre las características estructurales de la técnica germánica de Asturias.» *Brev. Geol. Ast.*, año V, núms. 1-2, pp. 3-16, 4 figs. Oviedo.
- LLOPIS LLADO, N. y VALDES LEAL, J. (1961).—«Sobre la extensión de la biozona de Stringocefalidos en Asturias.» *Brev. Geol. Ast.*, año V, núms. 1-2, pp. 17-34, 4 figs. Oviedo.
- LLOPIS LLADO, N. (1965).—«Estudio geológico de la región del N. de Llanera (Oviedo).» *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. 76, pp. 143-232, 21 figs., 2 láms., 1 mapa. Madrid.
- MALLADA, L. (1902).—«Explicación del Mapa Geológico de España», t. IV de las *Mem. Com. Mapa Geol. Esp.* Madrid.
- (1904).—«Explicación del Mapa Geológico de España, t. 5. Sistemas Infracretáceo y Cretáceo.» *Mem. Com. Mapa Geol. Esp.* 515 pp., 103 figs. Madrid.
- MARCOS, A. (1970).—«Sobre la presencia de un flysch del Ordovícico Superior en el Occidente de Asturias (NO. de España).» *Brev. Geol. Ast.*, año XIV, núm. 2, pp. 13-28, 18 figs.
- (1971).—«Las deformaciones hercinianas en el Occidente de Asturias: la segunda fase de deformación y su extensión en el NO. de la Península.» *Brev. Geol. Ast.*, año XV, núm. 1, 5 figs. Oviedo.
- MARTINEZ ALVAREZ, J. A. (1961).—«Nota sobre la extensión del Jurásico Superior en el triángulo Gijón, Avilés, Pola de Siero.» *Brev. Geol. Ast.*, año 5, núms. 1-2. *IDEA Inst. de Geol. Aplic.* Oviedo.
- (1965).—«Rasgos geológicos de la zona oriental de Asturias.» *Publ. Diputación Prov. Oviedo. IDEA*, 8 figs., 5 tablas, 11 láms., 1 carta, 132 pp.
- (1968).—«Características de la discordancia mesoterciaria en la ciudad

- de Oviedo.» *Rev. Fac. Cienc. Univ. Oviedo*, vol. 9 (nueva serie), núms. 1-2, pp. 215-218, 2 figs. Oviedo.
- (1968).—«Rasgos geológicos y geotécnicos de la zona urbana de Oviedo.» *Doc. de Inv. Geol. y Geotec. Lab. Geol. Esc. Minas*, núm. 8, 4 pp., 1 mapa. Oviedo.
- (1968).—«Consideraciones respecto a la zona de fractura ("Falla cantábrica") que se desarrolla desde Avilés (Asturias) hasta Cervera del Pisuerga (Palencia).» *Ac. Geol. Hisp.*, año 3, núm. 5, 1 fig. Barcelona.
- MARTINEZ ALVAREZ, J. A. y TORRES ALONSO, M. (1966).—«Mapa geológico del Noroeste de España (Asturias, Galicia, León y Zamora).» *Dirección General de Carreteras*. Oficina Regional de Proyectos. 1 mapa geol. 1:50.000. Oviedo.
- MARY, G. (1970).—«Dépôts marins et éolisation ancienne près du phare de Peñas.» *Brev. Geol. Ast.*, año XV, núm. 3, pp. 29-32, 3 figs. Oviedo.
- MELLENDEZ, B. (1944).—«Las formaciones del infracretáceo de Asturias.» *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, núm. 13, pp. 181-216. Madrid.
- (1944).—«Yacimientos de lignito cretácico en Asturias.» *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 43. Madrid.
- MENDEZ-BEDIA, I. (1971).—«Notas sobre las microfacies de la formación Moniello (Devónico) en la zona de Teverga (Asturias, NO. de España).» *Brev. Geol. Ast.*, año XV, núm. 2, pp.17-32, 13 figs. Oviedo.
- MENGAUD, L. (1920).—«Recherches dans la région contabrique.» *Imp. Vve. Bonnet*. 1 vol., 370 pp., 18 láms., 1 mapa. Toulouse.
- PATAC, I. (1920).—«La formación Uraliense asturiana.» *Estudios de cuencas carboníferas*, 1 vol., 28 láms., 24 pp. Gijón.
- PELLO, J. (1967).—«Estudio geológico de la prolongación del borde oriental de la Cuenca minera central de Asturias (NO. de España).» *Trabajos de Geol. Univ. Oviedo*, núm. 1, pp. 27-38, 1 mapa, 1 fig. Oviedo.
- PELLO, J.; MARCOS, A., y JULIVERT, M. (1970).—«Mapa geológico de España, 1:200.000. Hoja n.º 2 (Avilés). (Memoria explicativa por J. Pello, M. Julivert y A. Marcos.)» *Inst. Geol. Min. Esp.* Madrid.
- RADIG, Fr. (1962 a).—«Zur Stratigraphie des Devons in Asturien (Nordspanien).» *Geol Rundschau*, vol. 51, pp. 249-267, 7 figs., 2 láms. Stuttgart.
- (1962 b).—«Ordovizium/Silurium und die Frage Prävarischer Faltungen in Nordspanien.» *Geol Rundschau*, vol. 52, pp. 346-357, 1 fig. Stuttgart.
- (1964 a).—«Die Lebensspur *Tomaculum problematicum* GROOM 1902 im Llandeilo der Iberischen Halbinsel.» *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, vol. 3, pp. 150-162, 2 figs. Stuttgart.
- (1964 b).—«Beitrag zur Kenntnis der Grenzschichten Devon-Karbon im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien).» *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, vol. 3, pp. 150-162, 2 figs. Stuttgart.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1968).—«Nota sobre la base del Terciario no ma-

- rino de los alrededores de Infiesto (Asturias).» *Brev. Geol. Ast.*, año 12, núm. 3, pp. 10-11. Oviedo.
- (1969).—«Síntesis estratigráfica y micropaleontológica de la facies Purbeckiense y Wealdense del Norte de España.» *Ediciones CEPSA, S. A.*, 68 pp., 22 figs., 2 tablas, 12 láms. Madrid.
- (1969).—«Nota acerca de la estratigrafía del Cretácico de los alrededores de Infiesto (Asturias).» *Brev. Geol. Ast.*, año 13, núm. 1, pp. 1-6, 2 figs. Oviedo.
- (1968).—«Estudio micropaleontológico y estratigráfico del Mesozoico de Asturias.» *Informe interno de CIEPSA* (in litt.).
- (1969).—«Nota sobre la bioestratigrafía del Cretácico de Nava (Asturias).» *Brev. Geol. Ast.*, año 13, núm. 3, pp. 25-31. Oviedo.
- (1969).—«Bioestratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de la costa asturiana (Zona de Oviedo-Gijón-Villaviciosa).» *Bol. Geol. Min.*, t. 80, núm. 4, pp. 19-44, 22 figs., 5 láms. Madrid.
- (1971).—«Bioestratigrafía y Microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica).» *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. 78 (3 vol.). Madrid.
- (1972).—«Algunas precisiones sobre la bioestratigrafía, paleogeografía y micropaleontología del Cretácico asturiano (zona de Oviedo-Infiesto-Villaviciosa-Gijón).» *Bol. Geol. Min.*, t. 83, núm. 2, pp. 122-162, 9 figs., 12 láms. Madrid.
- REGUERAL, J. C. y GOMEZ DE LLARENA, J. (1926).—«Hallazgo de restos fósiles de un mamífero terciario en Oviedo.» *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, vol. 26, 3 figs., pp. 399-406. Madrid.
- RINCON, R. (1969).—«El Cretácico de la cuenca de Oviedo.» *Seminarios de Estratigrafía*. Univ. Madrid. Dep. Estr., núm. 1, pp. 3-9. Madrid.
- (1969).—«Descripción lito-estratigráfica de la serie tipo cretácica del Valle de Güeña (Oriente de Asturias).» *Brev. Geol. Ast.*, año 13, núm. 1, pp. 7-10. Oviedo.
- ROYO y GOMEZ, J. (1927).—«Découvertes de restes de Palaeotherium magnum dans la Peninsule Ibérique.» *C. R. Soc. Geol. France.*, núm. 3, pp. 25-27. París.
- SCHROEDER, R., y WIENANDS, A. K. (1966).—«Ueber die marine Unterkreide der asturischen Küste (Nordspanien).» *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 7, pp. 425-433, 4 figs. Stuttgart.
- SCHULZ, G. (1858).—«Descripción geológica de la Provincia de Oviedo.» 138 pp., 1 fig., 1 mapa. Madrid.
- SPJELDNAES, N. (1967).—«The Palaeogeography of the Tethyan region during the Ordovician.» *Syst. Assoc. Publ.*, núm. 7 («Aspects of Tethyan Biogeography»), pp. 45-57, 6 figs. London.
- SUAREZ, O. y MARCOS, A. (1967).—«Sobre las rocas ígneas de la región

- de Infiesto (zona oriental de Asturias, Cordillera Cantábrica).» *Trabajos de Geol.* Univ. Oviedo, núm. 1, 3 figs., 2 pls., pp. 165-173. Oviedo.
- TRUYOLS, J.; PHILIPPOT, A., y JULIVERT, M. (*in litt.*).—«Les formations siluriennes de la Zone Cantabrique et leurs faunes.»
- VARGAS, I. (1967).—«Litoestratigrafía del Cretácico de Nava.» *Brev. Geol Ast.* Mem. y Com. de la *IV Reunión del Grupo Español de Sedim.*, t. 2, pp. 79-93. Oviedo.
- VEGA, J. I.; DE LA CADAVIECO, J., y SUAREZ VEGA, I. C. (1966).—«Comparación entre los índices morfométricos aparentes y reales en el conglomerado jurásico asturiano.» *Brev. Geol. Ast.*, año 10. Mem. y Com. de la *IV Reunión del Grupo Español de Sedim.*, t. 2, pp. 55-65. Oviedo
- VERNEUIL, A. (1849).—«Sur le terrain Crétacé et le terrain nummulitique des Asturies.» *Bull. Soc. Geol. France.* París.
- VIRGILI, C. y CORRALES, I. (1966).—«Las series molásicas del Occidente de Asturias.» *Acta Geol. Hisp.*, año 1, núm. 4, pp. 17-21, 2 figs. Barcelona.
- VIRGILI, C.; CADAVIECO, J.; SUAREZ VEGA, L. C., y VEGA, J. I. DE LA (1968).—«Quelques résultats concernant le Jurassique des Asturies.» *C. R. Soc. Geol. France.*, fasc. 9, pp. 302-340. París.
- VIRGILI, C.; SUAREZ, L. C.; VEGA, J. I. DE LA, y CADAVIECO, J. (1968).—«Un nivel de caliza de algas en el Jurásico Superior asturiano.» *Acta Geol. Hisp.*, t. 3, núm. 5, pp. 117-119. Barcelona.
- VIRGILI, C.; SUAREZ, L. C., y RINCON, R. (1971).—«Le Mésozoïque des Asturies (Nord de l'Espagne).» *Ed. TECHNIP, Hist. Struc. du Golfe de Gascogne*, t. 2, pp. V. 4-1 a V. 4-20. París.
- (1971).—«La cobertera Mesozoica de Asturias.» *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*. Tomo I, Sección 1 (Geología), pp. 416-469. Madrid-Lisboa.
- VIRGILI, C. y CORRALES, I. (1968).—«Observaciones sobre el flysch carbonífero de la Playa de San Pedro.» *Brev. Geol. Ast.*, año XII, núm. 1, pp. 5-8, 1 fig. Oviedo. †
- VIRGILI, C.; MARY, G.; SUAREZ VEGA, L. C., y BRELL, J. M. (1968).—«Depósitos marinos del Cuaternario antiguo (?) sobre la Cuarcita armoricana del Cabo Torres (Gijón).» *Brev. Geol. Ast.*, año XII, núm. 2, pp. 4-8, 3 figs. Oviedo.
- WAGNER, R. H.; WINKLER PRINS, C. F., y RIDING, R. E. (1971).—«Lithostratigraphic units of the Lower part of the Carboniferous in Northern León, Spain.» *Trab. Geol.*, núm. 4 («The Carboniferous of Northwest Spain»), pp. 367-426, 10 figs., 3 láms. Oviedo.
- ZAMARREÑO, I. (1966).—«Estudio de las estructuras sedimentarias de la caliza de montaña de la plaza de San Pedro.» *Acta Geol. Hisp.*, año I, pp. 13-16, 3 figs. Barcelona.

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - MADRID 28003



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA