



IGME

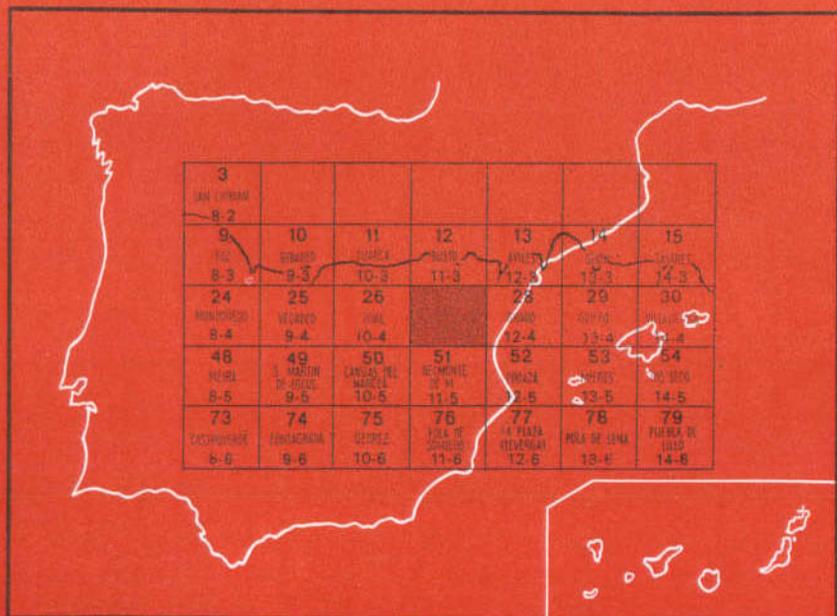
27**11-4**

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

TINEO

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

TINEO

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S. A., con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en su realización los siguientes autores:

En Cartografía: Manuel Julivert, Alberto Marcos y Javier A. Pulgar.

En la Memoria: Manuel Julivert, Alberto Marcos, Francisco Martínez y Jaime Truyols.

Han colaborado: María Luisa Arboleya, Fernando Bastida, Susana García, Isabel Méndez, Andrés Pérez-Estaun e Isabel Zamarreño.

Supervisión del IGME: Argimiro Huerga.

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 - 40.035 - 1977

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

INTRODUCCION

La Hoja de Tineo abarca dos dominios diferentes, separados por un gran accidente, el cabalgamiento de La Espina, que la atraviesa totalmente de NE. a SO. Al E. de este cabalgamiento afloran terrenos que van del Cámbrico al Carbonífero; se trata del extremo occidental de la llamada zona cantábrica (LOTZE, 1945). Al O. aparecen terrenos precámbricos, recubiertos al N. por la serie cámbrica; el conjunto precámbrico es el que desde La Magdalena, en León, hasta Cudillero, en la costa cantábrica, aflora a todo lo largo del antiformal del Narcea (JULIVERT, 1971a).

El núcleo precámbrico del antiformal separa a un lado y a otro las dos áreas hercinianas que se conocen, siguiendo a LOTZE (1945) como zona cantábrica y zona asturoccidental-leonesa; estas dos zonas representan dos dominios diferentes desde el punto de vista paleogeográfico y estructural. El antiformal está recorrido en toda su longitud por un gran cabalgamiento, que dentro de esta Hoja está representado por el accidente de La Espina; en realidad ésta es la estructura que separa las dos zonas, ya que el antiformal del Narcea es una estructura más tardía, sobrepuesta, y de hecho su flanco oriental tiene las características propias de la zona cantábrica, mientras el flanco occidental manifiesta los caracteres de la asturoccidental-leonesa.

Los terrenos más antiguos que afloran en el marco de la Hoja corresponden a un Precámbrico moderno (Proterozoico); sobre él, y en contacto

discordante, se dispone la sucesión paleozoica, que aquí comprende hasta el Namuriense inclusive, con pocas lagunas estratigráficas. Discordantes con los materiales anteriores, existen depósitos de edad estefaniense y de edad terciaria, de pequeña extensión.

Por lo que se refiere a las rocas ígneas, existe representación efusiva en los niveles precámbricos y cámbricos, y además hay que distinguir la presencia de granitoides formando dos stocks de pequeñas dimensiones. Existen además en algunos puntos diques de pórfidos ácidos.

Como ya es sabido, en términos generales la zona cantábrica carece de esquistosidad bien desarrollada y de metamorfismo, mientras que en la zona asturoccidental-leonesa uno y otro están bien presentes. La existencia del cabalgamiento de La Espina determina que, dentro de la Hoja, el límite entre el área afectada por el metamorfismo y la esquistosidad generalizada y el área carente de ellos posea una neta separación.

La cartografía que anteriormente existía del área es muy escasa. Prescindiendo de mapas de conjunto, la primera cartografía de detalle que afecta la zona comprendida en la Hoja se debe a ADARO & JUNQUERA (1916). Con posterioridad existen tan sólo los mapas locales de POLL (1963), CO-RETGE, LUQUE & SUAREZ (1970) y RUIZ (1971).

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 EL PRECAMBRICO

El Precámbrico ocupa una buena parte de la superficie de la Hoja. Su presencia en el sector de Cangas del Narcea-Tineo-La Espina fue citada por primera vez por LOTZE (1956 a), que describió su posición discordante bajo el Cámbrico en el valle del Narcea. Los mapas geológicos antiguos (IGME, 1892; ADARO & JUNQUERA, 1916) representaban como cámbricos los materiales precámbricos del sector indicado. A partir de los trabajos de LOTZE, la extensión y características del área precámbrica fueron perfilándose progresivamente, pero no fue hasta la edición del mapa de PARGA-PONDAL *et al* (1967) que la faja de materiales precámbricos que forman el núcleo de lo que actualmente se llama el antiformal del Narcea, quedó representada en un mapa de tipo general, aproximadamente con la extensión y contornos que en la actualidad se le asignan.

Las observaciones realizadas en la Hoja de Belmonte, donde parte del Precámbrico se presenta prácticamente sin metamorfismo, permiten distinguir dos tipos de materiales: unas pizarras con intercalaciones de porfiroides, derivados del metamorfismo de tobas ácidas y de algún nivel de rocas dacíticas o riódacíticas y una serie turbidítica sin estas intercalaciones volcánicas, y más moderna. No obstante, una separación cartográfica de estos

dos conjuntos no parece posible. Por ello, en el mapa se ha representado una sola formación precámbrica (PC_2), diferenciándose en el seno de la misma los niveles de porfiroides más destacados (P_c^1). En los alrededores de Tineo existe una serie pizarrosa con gran abundancia de niveles volcánicos, encontrándose todos los términos de tránsito, por lo cual no puede hacerse una individualización cartográfica de los mismos; por este motivo todo el conjunto se ha representado como una unidad (PC_2^v).

1.2 EL CAMBRICO Y EL ORDOVICICO

Junto con el Precámbrico, el Cámbrico y el Ordovícico cubren la mayor parte de la superficie de la Hoja. Por aparecer los dos sistemas en ambos dominios paleogeográficos (zonas cantábrica y asturoccidental-leonesa), se han utilizado nombres diferentes para las formaciones existentes en cada uno de dichos dominios. Las diferencias existentes, a uno y otro lado del antiforme, justifican su descripción por separado.

Zona asturoccidental-leonesa	Zona cantábrica
Serie de los Cabos (LOTZE, 1958)	Cuarcita de Barrios (COMTE, 1937)
	Pizarras y Areniscas de Oville (COMTE, 1937)
Caliza de Vegadeo (BARROIS, 1882)	Caliza de Láncara (COMTE, 1937)
Arenisca de la Herrería (COMTE, 1938) (=Cuarcita de Cándana, LOTZE, 1957)	

1.2.1 ARENISCA DE LA HERRERIA (CA_1 ; CA_1^d)

La Arenisca de la Herrería (COMTE, 1938) aflora dentro de la Hoja prácticamente sólo al O. del cabalgamiento de La Espina, y por ello, dentro de la zona asturoccidental-leonesa. A lo largo de todo el antiforme del Narcea, la Arenisca de la Herrería se apoya discordantemente sobre el Precámbrico, pero el contacto se observa generalmente con dificultades a la escala del afloramiento. Su carácter discordante en esta zona ha sido pues-

to de manifiesto por MARCOS (1973) en la carretera de La Espina a Luarca, con base a la disposición de las linearidades de intersección de la esquistosidad herciniana en el Precámbrico y en la Arenisca de la Herrería.

La Arenisca de la Herrería es una formación detrítica muy potente, ya que llega a alcanzar en este área los 2.000 m. de espesor (RUIZ, 1971). La parte inferior está constituida por una alternancia de areniscas y pelitas, con un nivel dolomítico de unos 15 a 30 m. de espesor (CA_{1d}), que aflora muy mal, pero cuyo trazado puede seguirse bastante bien por los antiguos caleros que, en general, lo jalonan. El espesor de esta parte es del orden de los 300-400 m. Esta parte inferior puede compararse al nivel de pelitas y dolomías de la inmediata Hoja de Belmonte, pero a diferencia del corte descrito en aquella Hoja, en ésta parece faltar el espeso nivel detrítico inferior, o existe, pero muy reducido; de hecho, solamente en el sinclinal de la Sierra de Tineo se han localizado conglomerados en la parte más baja de la formación (RUIZ, 1971). El resto de la formación está constituida por areniscas feldespáticas groseras, igual que en la Hoja de Belmonte, y a veces por niveles microconglomerados.

Por lo que se refiere a su edad, la Arenisca de la Herrería representa la base del Paleozoico. La presencia de fósiles en la parte más alta de la formación, así como las pistas en capas más bajas, permite asignarla totalmente al Cámbrico Inferior. Aunque restos fósiles no han aparecido en el marco de la Hoja, faunas significativas han sido encontradas en la inmediata de Busto (FARBER & JARITZ, 1964). Se trata del yacimiento de la Concha de Artedo, caracterizado por la presencia de Trilobites y Arqueociatos: *Metadoxides* sp., *Ajaciccyathus* sp., *Coscinocyathus* sp. (LOTZE, 1961; SDZUY, 1961; DEBRENNE & LOTZE, 1963).

1.2.2 CALIZA DE LANCARA Y CALIZA DE VEGADEO (CA₁₋₂)

Por encima de la Arenisca de la Herrería se sitúa una serie carbonatada muy característica, que es habitualmente conocida como Caliza de Lánacara (COMTE, 1937), en la zona cantábrica, y Caliza de Vegadeo (BARROIS, 1882) en la asturoccidental-leonesa.

La Caliza de Lánacara apenas aflora en la Hoja. Se encuentra en la terminación periclinal de la Sierra de Couro, ocupando una extensión reducida y con malas condiciones de afloramiento, y además debe penetrar en la Hoja la prolongación de la faja de El Rodical, pero de hecho no se ha podido reconocer ningún afloramiento debido al recubrimiento cuaternario. El corte más representativo, dentro del sector, es el del Rodical, descrito en la Hoja de Belmonte (ZAMARREÑO, 1972). La sucesión consta de dos miembros. El inferior está formado por dolomías con finas laminaciones, seguido de calizas con birdseyes, y alcanza hasta unos 230 m. de espesor. El miembro superior está formado por calizas nodulosas rojas con abundan-

cia de restos orgánicos pertenecientes a Trilobites, y posee un espesor tan sólo de unos 15 m. Su edad corresponde en parte al Cámbrico Inferior (miembro inferior de la Formación Láncara) y en parte al Medio (miembro superior).

La Caliza de Vegadeo aparece en la parte NO. de la Hoja. Su espesor debe estimarse como de unos 100 a 150 m. Las condiciones de afloramiento son muy defectuosas, ocupando zonas morfológicamente deprimidas y con recubrimiento cuaternario, lo cual, junto con el metamorfismo y dolomitizaciones epigenéticas, impide establecer una sucesión precisa. También en la zona costera, donde ha sido descrita en la Hoja de Busto, se encuentra totalmente recrystalizada y dolomitizada, por lo que sus características sedimentológicas no pueden tampoco señalarse. A pesar de ello y de que estas dificultades de estudio son generales en toda la zona astur-occidental-leonesa, investigaciones realizadas recientemente en el área de Ponferrada (ZAMARREÑO, BELAMIE & HERMOSA, 1975), indican que los dos miembros están, asimismo, presentes en esta zona; por ello, puede estimarse que también la parte superior de la Caliza de Vegadeo es de edad Cámbrico Medio. En consecuencia, entre ambas formaciones, Caliza de Láncara y Caliza de Vegadeo, no existirían verdaderamente diferencias importantes.

1.2.3 PIZARRAS Y ARENISCAS DE OVILLE (CA₂-O₁)

A la Caliza de Láncara sigue en la zona cantábrica una alternancia de pizarras verdosas y areniscas de tonos pardos, que se conocen como Pizarras y Areniscas de Oville (COMTE, 1937). La formación posee, en el marco de la Hoja, un espesor del orden de los 800 m. Junto a los materiales indicados hay que incluir algunos niveles tobáceos y lavas, que comprenden desde términos basálticos hasta traquíticos y que afloran en las proximidades de Tineo.

Los niveles más bajos de la formación son pizarras arcillosas de color verde, que en numerosos puntos de la cordillera han proporcionado faunas del Cámbrico Medio. Aunque en el territorio de la Hoja no se han reconocido restos faunísticos, éstos se encuentran presentes en dicho nivel de la vecina Hoja de Belmonte, en el Rodical (BARROIS, 1882) y en Boinás (MALLADA & BUITRAGO, 1878; LOTZE, 1961; SDZUY, 1967, 1961) donde han proporcionado formas como *Paradoxides pradoanus* VERN. & BARR., *Solenopleuropsis simula* SDZUY y otros elementos, que caracterizan el piso de *Solenopleuropsis* de SDZUY (1971). Los tramos restantes de la formación no han proporcionado fauna hasta el presente, por lo que su edad no puede señalarse con seguridad. Se ha supuesto que abarca la parte alta del Cámbrico Medio y el Cámbrico Superior, pero no existe una positiva certeza de que este último piso esté representado en la sucesión cantábrica.

1.2.4 CUARCITA DE BARRIOS (O₁)

A la formación anterior sigue un espeso conjunto de cuarcita masiva de color blanco, que se conoce como Cuarcita de Barrios (COMTE, 1937) (=Cuarcita armoricana, BARROIS, 1882). La sucesión alcanza en este área un espesor del orden de los 600 m. En la parte superior existe una importante intercalación pizarrosa (O₁P) de unos 100 m. de espesor, formada por pizarras micáceas de color oscuro. Se la observa especialmente bien en el valle del Narcea, al S. de Soto de los Infantes; hacia el N. se sigue con dificultad y llega a no ser visible. Aunque probablemente está presente en toda la terminación periclinal del anticlinal al O. de Salas, en el mapa se ha preferido indicarla tan sólo donde han podido verse indicios de ella. Esta intercalación se corresponde perfectamente en potencia y posición a la descrita en la zona costera de Cabo Vidrias, en la Hoja de Avilés.

La edad de la Cuarcita de Barrios ha sido considerada siempre como Arenig, por comparación con la «arenisca armoricana» de Bretaña. Como prueba paleontológica indirecta de esta edad Arenig, puede citarse el hallazgo en muchos puntos, tanto de la zona cantábrica como de la asturoccidental-leonesa, de faunas de edad Llanvirn, inmediatamente por encima de la cuarcita (JULIVERT, MARCOS, PHILIPPOT & HENRY, 1968; MARCOS, 1973; PEREZ-ESTAUN, 1974 b) e incluso en un punto de la zona asturoccidental-leonesa de faunas de edad Arenig (PEREZ-ESTAUN, 1974 a). Como dato paleontológico directo se dispone de icnofauna, concretamente de *Cruziana*. *Cruziana furcifera* D'ORB., *C. goldfussi* (ROUAULT) y *C. rugosa* D'ORB., se han encontrado en muchas localidades en la parte alta de la formación; en el área que se está considerando estas especies se han encontrado en la Hoja de Belmonte, junto a la presa de Soto de La Barca, poco por debajo de la intercalación pizarrosa (O₁P) y en idéntica posición en la subida de Salas a La Espina, junto a la carretera se ha encontrado *C. goldfussi*. De la parte baja de la formación se dispone de menos datos; tan sólo en una localidad en la punta de Cabo Peñas, en la parte más baja de la Cuarcita de Barrios, se encontró *C. Breadstoni* CRIMES, que indica el Tremadoc (CRIMES & MARCOS *in litt.*). Por lo que respecta a la intercalación pizarrosa y a la cuarcita que se le superpone, aunque no existen datos paleontológicos, en principio deben considerarse como formando parte del Arenig. La intercalación pizarrosa citada se encuentra en la zona cantábrica sólo a lo largo del antiformal del Narcea, mas al O. no se le observa, y su desaparición parece deberse a un acuífamiento y por tanto a la incorporación de todo el conjunto a la cuarcita masiva.

1.2.5 SERIE DE LOS CABOS (CA₂-O₁)

En la zona asturoccidental-leonesa, a la Caliza de Vegadeo sigue una

formación detrítica muy espesa, conocida como Serie de los Cabos [LOTZE, 1958], que asoma en el extremo NO. de la Hoja. Esta formación se presenta como una sucesión monótona de cuarcitas, areniscas y pizarras, que en la Hoja de Busto alcanzan un espesor de hasta 4.000 m. Tan sólo la parte baja de la misma está representada en el ámbito de la Hoja.

La Serie de los Cabos, especialmente en su parte inferior, no difiere demasiado de las Areniscas y Pizarras de Oville, y como ella contiene también algunas intercalaciones volcánicas. Lo que la distingue especialmente es su espesor mucho mayor, y el hecho de que en todo el flanco O. del antiforme del Narcea no pueda diferenciarse un conjunto superior de cuarcita masiva. Por esta razón, el nombre de Serie de los Cabos, como comprensivo de ambas formaciones, resulta bastante cómodo.

En la base de la formación existen pizarras verdosas o pardas, equivalentes a las que en la zona cantábrica se superponen a la Caliza de Láncara, y que aquí poseen un espesor de alrededor de 80 m., y contienen, asimismo, Trilobites del Cámbrico Medio. Son las Artedo-Schichten de FARBER & JARITZ [1964]. Dentro de la Hoja de Busto, pero cerca del límite con la presente, se ha localizado una fauna en Villanueva de Trevías (FARBER & JARITZ, 1964, RUIZ, 1971), con *Paradoxides pradoanus* VERN. & BARR., *Solenopleuropsis simula* SDZUY, *Conocoryphe heberti* MUN. CH. & BERG, etc., del piso de *Solenopleuropsis* de SDZUY, como la contenida en las pizarras verdes de la parte más baja de la formación Oville.

El resto de la sucesión no ha proporcionado hasta ahora restos faunísticos, con la excepción de numerosos icnofósiles (*Cruziana*, especialmente), que han permitido a BALDWIN (1975) la caracterización del Cámbrico Medio, el Cámbrico Superior, el Tremadoc y el Arenig. Para más detalles, así como para información sobre el medio sedimentario que revela la sucesión, véase la Memoria de la Hoja de Busto.

1.3 EL SILURICO (S_{1-1}^{A-B} y $S_{1-D_{11}}^B$)

El Silúrico está representado, como en el resto de la Cordillera, por las dos formaciones, Pizarras de Formigoso (S_{1-1}^{A-B}) y Arenisca de Furada ($S_{1-D_{11}}^B$) (=Arenisca de San Pedro, en León) [COMTE, 1934, 1937].

La primera de estas formaciones está constituida por pizarras negras en su parte baja, y pizarras también negras alternando con capas de areniscas de grano fino o limos compactos en su parte alta. El espesor, del orden de los 150 m., se mantiene bastante constante a lo largo de toda la cuenca. Su edad ha sido establecida como del Llandovery Superior para los tramos basales y del Wenlock Inferior para las capas más altas [TRUYOLS, PHILIPPOT & JULIVERT, 1974]. Entre la Cuarcita de Barrios y estas pizarras existe, pues, como es común en toda la zona cantábrica, con pocas

excepciones, una laguna estratigráfica que abarca todo el Ordovícico Medio y Superior y la parte inferior y media del Llandovery.

Por lo que se refiere al sector de la Hoja, se han señalado (POLL, 1970) dos localidades fosilíferas en las inmediaciones de Soto de los Infantes, una de ellas con *Climacograptus* cf. *sca'aris* (HIS.), *Monograptus tullbergi* BOUCEK y *M. aff. variabilis* PERNER, y otra con *M. cf. priodon* (BRONN.). Ambas están situadas en la parte alta de la sucesión y su edad corresponde a la base del Wenlock. Faunas más bajas no se han encontrado dentro de la Hoja, pero la misma franja ha proporcionado en Sierra Pedrorío, a poca distancia del borde oriental, *Monograptus* cf. *lobiferus* MCCOY, a 20 m. de la base (TRUYOLS, PHILIPPOT & JULIVERT, 1974), lo cual indicaría probablemente la parte más baja del Llandovery Superior.

La Arenisca de Furada está constituida por areniscas, en buena parte ferruginosas, alternando a veces con pizarras verdosas y formando un conjunto de espesor parecido al de las Pizarras de Formigoso. Su relativa pobreza en fauna no permite grandes precisiones en cuanto al establecimiento de su edad. Sin embargo, POLL (1970) logró encontrar, en la zona de Soto de los Infantes, y a unos 50 m. del techo, *Monograptus fritschi* PERNER y *M. chimaera salweyi* LAPW. Hallazgos parecidos han sido efectuados a la misma altura de la formación en la Hoja de Belmonte. Estas formas son propias del Bundnaniense e indican que la mayor parte de la formación es todavía silúrica (Wenlock-Ludlow). En cambio, los últimos metros de la sucesión han proporcionado ya fauna devónica. En el corte de Soto de los Infantes y a pocos metros del techo, POLL (1970) encontró una fauna de Braquiópodos con *Platyorthis*, *Mesodouvillina*, *Mutationella*, etc., análogos a las formas que de modo constante se han encontrado en diversos puntos de la Cordillera (COMTE, 1959; LLOPIS, 1967; TRUYOLS, PHILIPPOT & JULIVERT, 1974) y que nosotros hemos localizado en Priero, al NE. de Salas (X = 392466; Y = 984085) con *Dalmanella orbicularis* SOW., *Proschizophoria torifera* FUSCH, *Platyorthis verneuli* (DE KON.), *Mesodouvillina triculta* (FUCHS) y *Howellella* cf. *mercurii* (GOSS.). Esta fauna indica, ya claramente, el Gedinense Inferior.

1.4 EL DEVONICO (D₁₁₋₁₃, D₁₃₋₂₁, D₂₁₋₂₂, D₂₂₋₃₁, **D₃₁₋₃₂**)

Los materiales devónicos afloran tan sólo en el borde E. de la Hoja, por lo tanto dentro de la zona cantábrica. Tal como siempre sucede en la parte de la misma más próxima al antiformal del Narcea, es decir, en la unidad de Somiedo-Correcilla, y su extensión hacia el N., la sucesión aparece completa (JULIVERT, 1971b), con las mismas formaciones presentes en el área de Cabo de Peñas.

Por encima de la Arenisca de Furada, cuyos últimos tramos han proporcionado fauna de edad ya devónica, comienza una serie, litológicamente

variada, representada por calizas y dolomías que alternan con capas de pizarras y que integran la formación denominada Complejo de Rañeces (D₁₁₋₁₃) (COMTE, 1959). El espesor de la misma llega hasta los 700 m.

En líneas generales pueden distinguirse diferentes miembros dentro de la formación, comparables a los que se observan en los acantilados de la costa asturiana. En la parte más baja se presentan calizas y pizarras con fauna escasa de Braquiópodos, que pueden alcanzar los 300 m. de espesor: son las Calizas y Pizarras de Nieva de BARROIS (1882). A ellas siguen dolomías con laminaciones, sin apenas restos fósiles y con tramos pizarrosos interestratificados, formando un conjunto no inferior a 50 m. Siguen encima unos 150 m. de calizas lumaquéllicas con Braquiópodos y Briozoos, bancos de caliza biostrómica de Tabulados y tramos pizarrosos con fauna escasa, formando un conjunto comparable a la Caliza y Pizarras de Ferroñes, de BARROIS (1882). El último miembro de la formación sería la Caliza de Arnao (BARROIS, 1882), representado por pizarras y calizas encriniticas, generalmente rojas, con abundante fauna de Crinoideos, Briozoos y Braquiópodos, y moderada participación arrecifal, con un espesor que puede estimarse frecuentemente en 200 m. Los cortes mejores para reconocer la sucesión se encuentran en la terminación periclinal S. del sinclinal de Cornellana. La parte más baja de la formación (Nieva y dolomías) puede distinguirse bien en la carretera de Soto de los Infantes a Ablaneda, y la parte superior se observa entre Viesca y La Planadera.

La formación pertenece totalmente al Devónico Inferior. Dentro de la Caliza de Nieva, las capas más bajas contienen, en Soto de los Infantes (X = 390252; Y = 976399), *Mutationella* sp. y *Howellella* cf. *mercurii* (GOSS.), e indican todavía una edad gediniense. Más arriba, la presencia de *Athyris undata* (DEFR.) y *Acrospirifer pellicoi* (VERN. & ARCH.) revelan ya la existencia del Siegeniense. La parte media y superior del Complejo de Rañeces contiene abundante fauna emsiense. Así, dentro de la Caliza de Ferroñes, al SE. de Salas, la asociación *Kozlowskiellina ezquerrai* (VERN.), *Spinella subspeciosa* (VERN.), *Pradoia colletti* (VERN.), *Athyris pelapayensis* (VERN. & ARCH.) y *Arbizustrophia diaphragmata* G. ALC., es indicativa de esta edad, y lo mismo muestran hallazgos efectuados en la zona de Viescas y Cermoño, con *Schizophoria vulvaria* (SCHLOTH.), *Adolfia cabedana* (X = 395700; Y = 977642) (VERN. & ARCH.), *Fimbrispirifer ferronesensis* (X = 394532; Y = 977404) (COMTE), *Uncinulus pila* (SCHNUR), etc. Entre Cermoño y La Planadera, las Calizas de Arnao han suministrado *Athyris ferronesensis* (X = 395992; Y = 977575) (VERN. & ARCH.), *Ath. subconcentrica* (VERN. & ARCH.), *Ath. sinerizi* ALM. & REV., *Anathyris ezquerrai* (VERN. & ARCH.), *Athypa* ex. gr. *reticularis* LIN., *Fimbrispirifer* sp., *Cococardium* sp., junto con numerosísimos restos de *Triblyocrinus flatheanus* GEIN., y gran cantidad de Briozoos y Tabulados.

Encima del Complejo de Rañeces se sitúa una formación carbonatada

conocida como Caliza de Moniello [D₁₃₋₂₁] (BARROIS, 1882), que puede reconocerse especialmente bien en la zona de Cermoño-La Planadera. El espesor es del orden de los 300 m., constituidos por calizas grises con pequeñas intercalaciones pizarrosas en la primera mitad, que contienen abundante fauna de Braquiópodos. La zona media posee carácter netamente arrecifal con fauna de Estromatopóridos, Tabulados, Rugosos, etc. El último tercio de la sucesión se encuentra dolomitizado epigenéticamente, en la zona de Cermoño-La Planadera.

La parte más baja de la formación pertenece todavía al Emsiense. Faunas encontradas en la primera intercalación pizarrosa a 12 m. de la base contienen *Cyrtina heteroclitia* (DEFR.), *Nucleospira* sp., *Plebejochonetes plebejus* (SCHNUR), *Athyris* ex. gr. *ferronesensis* (VERN. & ARCH.), *Acrospirifer pellicoi* (VERN. & ARCH.), *Atrypa* ex gr. *reticularis* LIN. (X = 396895; Y = 977538), que indican todavía el Emsiense Superior. Pero 40 m. más arriba, con *Uncinulus orbignyanus* (X = 396818; Y = 978187) (VERN.), empieza el Couviniense. La sucesión arrecifal termina con capas que poseen *Zdimir hercynicus* (X = 396708; Y = 978301) BARR. y *Calceola sandalina* LAMK., situadas por debajo del conjunto dolomitizado superior. Así pues, tal como suele suceder, para la mayor parte del ámbito cantábrico, solamente la parte más baja de la Caliza de Moniello debe ser asignada al Devónico Inferior.

A la caliza de Moniello sigue una formación detrítica de unos 500 m. de espesor. La Arenisca del Naranco (D₂₁₋₂₂) (ADARO & JUNQUERA, 1916). Esta formación está representada por areniscas ferruginosas que alternan con pizarras pardas o verdosas. La fauna es realmente escasa, reducida a moldes internos de Braquiópodos y Crinoideos en varios puntos, pero por los datos que poseemos de Hojas vecinas, la edad de la formación puede fijarse como Couviniense-Givetiense Inferior.

Una nueva formación carbonatada sigue a la Arenisca del Naranco: la Caliza de Candás [D₂₂₋₃₁] (BARROIS, 1882). Se trata de una formación predominantemente arrecifal, con abundancia de Rugosos (*Phillipsastraea*, *Hexagonaria*, *Disphyllum*), Tabulados (*Favosites*, *Alveolites*, *Thamnopora*) y Estromatopóridos lamelares, especialmente en su parte media. A estos organismos están asociados Briozoos, Crinoideos (*Cupressocrinites*) y Braquiópodos (*Lep'agonia*, *Atrypa*). Algunos tramos margosos interestratificados poseen abundancia en fauna de Braquiópodos.

Aunque los buenos cortes de la formación escasean, la sucesión puede establecerse a partir de los datos que ofrece el borde oriental de la Hoja, en la región de Villazón-Espinedo, donde alcanza los 200 m. La mitad de la serie, por lo menos, es de edad givetiense. A los 60 m. de la base, una intercalación pizarrosa presenta la asociación de *Schizophoria striatula* (X = 396469; Y = 983649) (SCHNUR), *Aulacella eifeliensis* (SCHNUR), *Isorthis canalicula* (SCHNUR), *Cymostrophia nobilis* (X = 397367; Y =

= 979459) MCCOY, *Leptagonia* sp., y unos metros más abajo, las calizas han librado algunos Conodontos, entre los cuales está *Polygnathus varcus* (X = 397414; Y = 979630) STAUFFER. Estos hallazgos indican la presencia del Givetense. Todavía en niveles más altos se presentan formas probablemente de esta misma edad, como *Devonopyge* cf. *globa* (SCHNUR), *Spinatrypa* sp., etc. Las últimas capas son calizas arenosas que poseen un espesor de unos 60 m. y no han proporcionado por ahora restos fósiles, pero los hallazgos practicados en Hojas vecinas permiten afirmar que el Frasnense Inferior debe estar representado en estos tramos.

La última formación de la serie devónica es la Arenisca de Candás (D₃₁₋₃₂) (COMTE, 1936). Esta formación está representada por una sucesión de areniscas y cuarcitas blancas, generalmente muy puras, que recuerdan algo por su aspecto a la Cuarcita de Barrios, hasta el punto que a veces ha sido confundida con ella (MARTINEZ-ALVAREZ, 1965), obligando a innecesarias complicaciones tectónicas para interpretar la estructura de la zona. La escasez de restos que presenta no permiten aventurar su edad con seguridad. Tan sólo algunos moldes muestran la presencia de formas propias del Devónico Superior. Habida cuenta de la edad de los materiales del techo y atendiendo a lo que sucede en zonas vecinas, debemos considerar, pues, que la formación comprende el Frasnense Superior y el Famenense.

1.5 EL CARBONIFERO PRE-ESTEFANIENSE (H₁^A, Hc₁^B, H₁^B)

El Carbonífero Inferior se presenta de forma condensada en toda la zona cantábrica, no sobrepasando casi nunca los 30 m. de espesor. En la zona cantábrica las diferentes unidades litoestratigráficas que se han descrito del Carbonífero Inferior, todas ellas de espesores muy reducidos, son: una caliza nodulosa rosada o rojiza, conocida ordinariamente como Caliza Griotte (= Calizas de Puente de Alba, BARROIS, 1882) y en algunos puntos, por debajo de la misma, la Formación Baleas de WAGNER *et al.* (1971) o las Pizarras de Vegamián (COMTE, 1959) (H₁^A).

En el marco de la Hoja, el Carbonífero Inferior aparece tan sólo en el borde oriental, en el sinclinal de Cornellana. Las defectuosas condiciones de afloramiento impiden comprobar si por debajo existe o no el tramo de caliza blanca (Formación Baleas) que suele poseer muy pocos metros de espesor y que aparece en la estructura equivalente en la Hoja de Avilés (las Pizarras de Vegamián no existen en el sector de la Cordillera en que se sitúa la Hoja). No obstante, parece probable la inexistencia de la caliza citada, lo cual supondría que entre la Arenisca de Candás y la Caliza Griotte hay una laguna estratigráfica que comprende el Tournaisense y aun quizá la parte alta del Famenense.

La Caliza Griotte es una formación pelágica, cuya edad ha podido ser establecida en numerosos puntos de la Cordillera como Viseense, con arreglo a su contenido en Goniatites y Conodontos (DELEPINE, 1943; KULLMANN, 1963; HIGGINS *et al.*, 1964; HIGGINS, 1971; WAGNER *et al.*, 1971), habiéndose distinguido diversas zonas dentro de la misma. De todos modos, por lo que se refiere al sector de la Hoja, no se conoce ningún resto fósil.

Por encima de la Caliza Griotte, se sitúa una formación muy característica, representada por una caliza masiva, fétida y de color oscuro,

que corresponde a la llamada Caliza de Montaña (Hc_1^B). Su espesor es aquí muy escaso, no sobrepasando los 100 m., como en el sinclinal de Antromero, en la región costera de Peñas, que se sitúa aproximadamente en la prolongación del sinclinal de Cornellana. La ausencia casi completa de fauna que caracteriza esta formación dificulta el conocimiento de su edad, que ha quedado establecida en varios puntos por los hallazgos en su techo y muro. En el citado sinclinal de Antromero, por encima de la caliza, a 60 m. del techo se ha citado la presencia de *Reticuloceras paucicrenulatum* B. & H. (BOUROZ, 1962), lo que indica que en dicho punto la sedimentación de la Caliza de Montaña terminó en el Namuriense B. La misma conclusión puede ser extendida a la sucesión de esta Hoja.

Por encima de la Caliza de Montaña se encuentra una sucesión turbidítica, al igual que en la Playa de San Pedro, en la costa al SE. de Cabo Peñas. Entre la Caliza de Montaña y la sucesión turbidítica, se interponen unos 30-40 m. de calizas en capas delgadas, con finas intercalaciones de pizarras, visibles en la trinchera de la carretera, a la entrada de Villazón. La sucesión turbidítica, que aflora bastante bien entre Villazón y Cornellana, consta de dos partes: una parte inferior, más distal, en la que los ciclos de Bouma suelen empezar por las divisiones B o C, y en la que el espesor de las capas no supera por lo general los 20 cm., y una parte superior, con capas más gruesas (hasta 1 m.) comenzando por la división A, y por tanto con carácter más proximal. En la parte inferior, distal, existen algunas capas delgadas de caliza, intercaladas. El espesor de las dos partes citadas es de unos 180 y 300 m., respectivamente; el techo del conjunto no se conoce. En cuanto a las marcas en el muro de los estratos, las más frecuentes son los «groove casts», pero los «flute casts» son también abundantes en algunos puntos. Entre la iconofauna presente cabe citar *Palaeodictyon* y *Helminthopsis*. La edad de la sucesión turbidítica puede ser considerada como Namuriense, con base a la fauna de la playa de San Pedro, a la que se ha hecho referencia antes.

1.6 EL ESTEFANIENSE (Hcg_3^B)

El Estefaniense, discordante sobre los materiales anteriores, se reduce

a un diminuto afloramiento de conglomerados en el borde S. de la Hoja, prolongación del de Tineo, que se desarrolla en la vecina Hoja de Belmonte. Para detalles sobre las características de este Estefaniense véase la Memoria correspondiente a dicha Hoja.

1.7 EL TERCIARIO (T)

De antiguo se conoce (SCHULZ, 1858) la existencia de depósitos de edad terciaria de la zona de La Espina y Tineo, que forman diversos afloramientos aislados. Modernamente se han ocupado de estos materiales LLOPIS LLADO & MARTINEZ ALVAREZ (1960) y BRELL (1968), que han establecido algunas sucesiones locales.

Se trata de depósitos de arcillas abigarradas que alternan con conglomerados cuarcíticos que forman lechos de hasta 20 m.; en la base es frecuente la existencia de brechas pizarrosas. En La Espina poseen tan sólo un espesor visible de 18 m. (LLOPIS LLADO & MARTINEZ ALVAREZ, 1960), pero en la Hoja de Belmonte, en Gera, llegan a alcanzar hasta 90 m. (BRELL, 1968). Estos depósitos ocupan partes elevadas y están en relación con una antigua superficie de erosión que LLOPIS LLADO & MARTINEZ ALVAREZ (1960) consideran como oligocénica. BRELL (1968) los supone originariamente en continuidad con los afloramientos de Grado, en la Hoja del mismo nombre, cuyas arcillas contienen asimismo cantos de naturaleza cuarcítica. No obstante, ante la carencia de restos fósiles y vistas las diferencias litológicas que presentan estos materiales respecto a los de la serie lacustre de Oviedo, su edad resulta difícil de poder ser establecida con seguridad.

1.8 EL CUATERNARIO (QAI, QC)

Los materiales cuaternarios que aparecen en la Hoja son aluviones (fondos actuales de valles y algunas terrazas), coluviones, suelos, etc. En general, se trata de depósitos de escasa extensión. Entre los depósitos cuaternarios cabe citar la presencia de derrubios ordenados (éboulis ordonnés), que debieron formarse durante la última glaciación.

2 TECTONICA

Como ya se indicó en la Introducción, un gran cabalgamiento, al que puede llamarse en este sector cabalgamiento de La Espina, recorre la Hoja de NE. a SO., dividiéndola en dos partes de características diferentes. Es aconsejable, por tanto, una descripción por separado.

El área al E. del cabalgamiento citado corresponde a la zona cantábrica.

Como es bien sabido (JULIVERT, 1971a, 1971b; JULIVERT & MARCOS, 1973) la estructura general de la zona cantábrica está determinada esencialmente por una serie de escamas y mantos de despegue deformados con posterioridad por dos sistemas de pliegues, uno que dibuja el arco asturiano (sistema arqueado) y otro con disposición más o menos radial (sistema radial); ambos sistemas de pliegues se entrecruzan entre sí, dando lugar en diversos puntos a características figuras en interferencia.

La parte de zona cantábrica abarcada por la Hoja de Tineo es el extremo E. de la misma, situándose en la prolongación de la parte más próxima al antiforme del Narcea de la unidad que más al S. se conoce con el nombre de unidad de Somiedo-Correcilla. Como es también sabido (JULIVERT, 1971a, p. 18), las unidades de Somiedo-Correcilla y de La Sobía-Bodón, que hacia el S. son típicos mantos de despegue, pasan hacia el N. a pliegues, teniendo lugar el cambio precisamente entre las Hojas de Belmonte y Tineo, aunque una barra cuarcítica en relación con las que al S. siguen el frente cartográfico del manto puede trazarse hasta Cabo Torres.

Situada de este modo el área que se va a describir, dentro del marco de la zona cantábrica, puede pasarse a considerar las estructuras presentes en la Hoja. En primer lugar llaman la atención unos pliegues de grandes dimensiones, que se ponen perfectamente de manifiesto en la cartografía y que son esencialmente dos sinclinales y dos anticlinales. Además de estos pliegues, otra estructura que se manifiesta en el mapa es un cabalgamiento que sigue más o menos a lo largo del núcleo del anticlinal al O. de Salas; este cabalgamiento continúa hacia el S. para formar una de las escamas que bordean la ventana tectónica del Narcea, mientras que hacia el N. parece perderse. Finalmente, otro tipo de estructuras, que no se manifiestan en la cartografía, pero que son bien patentes a la escala del afloramiento, especialmente en la Arenisca de Furada, al O. de Salas y en Arcellana, son una serie de pliegues tumbados, a la escala métrica, vergentes hacia el E.

Las relaciones entre todas estas estructuras, aunque tal vez no aparezcan excesivamente claras, si se considera sólo la Hoja de Tineo, lo son suficientemente si se considera un área más amplia (por ejemplo, el área comprendida entre Belmonte y la costa) y si se sitúan en un contexto adecuado. La relación entre los pliegues y el cabalgamiento antes citado no puede verse bien en la Hoja de Tineo, pero más al S., en la Hoja de Belmonte, se ve claramente cómo la superficie de cabalgamiento es plegada. El cabalgamiento en cuestión no es más que el extremo N. de una de las estructuras cabalgantes (estructuras de despegue, esencialmente, es decir, excepto al alcanzar el área del antiforme del Narcea, JULIVERT, 1971 a, fig. 7) y los pliegues forman parte del sistema de pliegues arqueado que las deforma. No obstante, el cabalgamiento muere aparentemente hacia el N. y su desaparición parece estar en relación

con el anticlinal de Salas, lo que parece una objeción a lo que acaba de indicarse. Una comparación con el corte, que puede obtenerse desde el Cabo Peñas, al E., y la presencia de los pliegues acostados, en la Arenisca de Furada, dan la solución al problema. Los pliegues que se manifiestan en la cartografía están en realidad sobreimpuestos (principalmente el anticlinal de Salas) y son más o menos coaxiales con unos pliegues anteriores, fuertemente vergentes al E., cuyos pliegues menores asociados son los pliegues acostados de escala métrica que pueden verse en la Arenisca de Furada. La estructura es en todo semejante a la que puede obtenerse muy claramente a lo largo del acantilado a partir del Cabo Peñas. La figura 1 ilustra suficientemente la estructura descrita.

Al O. del cabalgamiento de La Espina se encuentra un área con un metamorfismo de bajo grado (facies de los esquistos verdes) y una esquistosidad generalizados. La cartografía dibuja varios pliegues, alguno de ellos aparentemente laxo, pero otros, como el sinclinal de la Sierra de Tineo, o las estructuras inmediatamente al E., bastante apretadas; las observaciones de campo confirman también la existencia de pliegues bastante agudos. El ángulo NE. de la Hoja es cortado por otro cabalgamiento. El área entre los dos cabalgamientos (el que acaba de citarse y el de La Espina), corresponde al extremo N. del antiforme del Narcea, si bien desde el punto de vista tanto estructural como paleogeográfico este área tiene ya las características de la zona asturoccidental-leonesa, puesto que es en realidad el cabalgamiento de La Espina el límite entre los dos dominios. Del análisis de las microestructuras se deduce la existencia de al menos dos fases de deformación acompañadas del desarrollo de esquistosidad. La primera fase está asociada a una esquistosidad de flujo y la segunda a una esquistosidad de crenulación. La primera esquistosidad adopta regionalmente diferentes disposiciones debido a la superposición de estructuras posteriores; puede asumirse que originalmente debía tener una disposición más o menos tendida asociada a pliegues asimétricos y en diversos puntos se la puede ver todavía en posición próxima a la horizontal. Los pliegues en relación con una y otra esquistosidad son más o menos coaxiales y ello dificulta la separación de los originados durante una y otra fase cuando se trata de pliegues a gran escala, ya que en muchos casos puede tratarse de pliegues de la primera fase modificados por la segunda; ésta, de todos modos, debe ser la responsable de los grandes rasgos de la cartografía.

Comparando con áreas situadas más al O., se observa allí que entre la fase que origina la esquistosidad de flujo y la que da lugar a la esquistosidad de crenulación más general se interpone otra fase que origina cabalgamientos con estructuras menores, entre ellas crenulaciones de desarrollo local. Los dos cabalgamientos que dentro de la Hoja limitan

el antiforme del Narcea pueden asimilarse a esta fase (MARCOS, 1971, 1973).

La estructura descrita es la estructura resultante de la deformación herciniana tal como se ve reflejada en la serie paleozoica. El Precámbrico, discordante bajo el Cámbrico, registra además una deformación Precámbrica. La estructura originada por la deformación precámbrica no puede por el momento ser reconstruida. El carácter discordante del contacto cámbrico-precámbrico, que se pone de manifiesto, por ejemplo, en la carretera de La Espina por las lineaciones de intersección (MARCOS, 1973), y la fuerte dispersión de las lineaciones de intersección entre la estratificación precámbrica y la esquistosidad herciniana, indican que la deformación precámbrica fue de cierta importancia, si bien no se conocen ni esquistosidad ni metamorfismo precámbrico.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Al igual que para la Hoja de Belmonte, la historia geológica del Precámbrico y la del Paleozoico deben ser consideradas por separado. De la historia precámbrica poco puede, de todos modos, decirse, ya que, en definitiva, afloran sólo terrenos proterozoicos, cuya base no es conocida y cuya estructura no puede ser por el momento bien reconstruida. Los terrenos precámbricos que afloran en la Hoja ponen de manifiesto, al igual que en la Hoja de Belmonte, la existencia de una actividad volcánica ácida, a la que siguió un régimen de sedimentación turbidítica. Al final de los tiempos precámbricos tuvo lugar una deformación, que en el área del antiforme del Narcea no estuvo acompañada ni de esquistosidad ni de metamorfismo.

La historia paleozoica se inicia con la transgresión que dio lugar al depósito de la Arenisca de La Herrería, discordantemente sobre el Cámbrico. Durante el Cámbrico y el Ordovícico Inferior, la sedimentación fue en todo el ámbito de la Hoja de escasa profundidad (facies de *Cruziana* y *Skolithos*, entre otras, en las series detríticas, facies de llanuras de mareas en la mayor parte de la sucesión carbonatada; BALDWIN, 1975; ZAMARRIÑO, 1972, 1975) y estuvo acompañada por un cierto vulcanismo; no obstante, los dos dominios que constituyen actualmente las zonas cantábrica y asturoccidental-leonesa empezaron ya a diferenciarse. Esta diferenciación se manifiesta en el hecho de que, en la zona asturoccidental-leonesa se depositó un espesor mucho mayor de sedimentos que en la zona cantábrica, como consecuencia de una mayor subsidencia (4.000 m. de sedimentos de la serie de Los Cabos frente a 1.400 m. de las formaciones Oville y Barrios). Esta diferenciación se acentuó aún más durante

el Ordovícico Medio y Superior, que faltan prácticamente (ausencia de depósito y/o erosión pre-silúrica) en la zona cantábrica y son muy espesos en la zona asturoccidental-leonesa, aunque estos terrenos no llegan a aflorar en la Hoja de Tineo (para más detalles, ver LOTZE, 1961; MATTE, 1968; MARCOS, 1973; JULIVERT, MARCOS & TRUYOLS, 1972; CRIMES, MARCOS & PEREZ ESTAUN, 1974). Se trata de un verdadero gran ciclo sedimentario que termina con el final del Ordovícico. El Silúrico empieza en ambos dominios por pizarras negras con faunas pelágicas y tiene características uniformes por todas partes. En la zona cantábrica, en los lugares en que está presente, como en la Hoja de Tineo, se apoya sobre el Ordovícico Inferior, existiendo, por tanto, una importante laguna estratigráfica.

Durante los tiempos silúricos se produce un cambio importante en la sedimentación; a las pizarras negras con faunas pelágicas siguen areniscas ferruginosas, con faunas bentónicas (Arenisca de Furada). A partir de este momento la historia geológica puede seguirse sólo en la zona cantábrica, por falta de sedimentos más al O. El Devónico se presenta todo él en facies de plataforma, ya sea carbonatadas o detríticas y variando desde facies mareales (dolomías de la Formación Rañeces) hasta neríticas, siendo frecuentes las facies arrecifales. La plataforma sobre la que se sedimentó el Devónico estaba suavemente inclinada hacia el O., como indica tanto el carácter más completo del Devónico en esta dirección como la distribución de facies de alguna de sus formaciones. Hacia el O. se iba, por tanto, a condiciones de mar abierto, pero desafortunadamente excepto algún retazo de un Devónico muy bajo (DROT & MATTE, 1967), no se han conservado materiales devónicos más allá del antiforme del Narcea.

El Carbonífero se inicia en toda la zona cantábrica por una importante transgresión (en realidad ésta tiene lugar al final del Devónico) y empieza con el depósito de series condensadas (caliza nodulosa viseiense). La transgresión de todos modos es poco evidente en la Hoja de Tineo, por el carácter completo que tiene el Devónico en ella, como en toda el área más próxima al antiforme del Narcea (unidad de Somiedo-Correcilla). Al depósito de la serie condensada viseiense siguió el depósito de una caliza negra (Caliza de Montaña) y luego, aun durante el Namuriense, de turbiditas, que son los primeros indicios del dinamismo herciniano. La historia geológica del Carbonífero no puede ser seguida más allá, con los datos que aporta la Hoja de Tineo, ya que, al igual que en toda la unidad de Somiedo-Correcilla, no existen depósitos westfalienses. Para información sobre la historia geológica Westfaliense y sobre las relaciones entre sedimentación y orogénesis durante el Westfaliense y el Estefaniense, véase JULIVERT (in litt.).

Por lo que se refiere a la historia post-paleozoica, su único registro lo proporcionan los depósitos terciarios de la región de La Espina, ligados a antiguas superficies de arrasamiento.

4 PETROLOGIA

Las rocas ígneas presentes en la Hoja comprenden desde vulcanitas ácidas precámbricas hasta diques de pórfidos y felsitas post-estefanienses. Las rocas volcánicas precámbricas han sido objeto de citas aisladas (FARBER & JARITZ, 1964; F. RUIZ, 1971; PEREZ-ESTAUN, 1973) y son consideradas como productos de un vulcanismo ácido contemporáneo con la sedimentación. Las vulcanitas cámbricas han sido estudiadas por diversos autores (GARCIA DE FIGUEROLA *et al.*, 1962, 1964; J. R. PARGA, 1969) y se consideran como pertenecientes a una serie continua de rocas que comprende desde términos básicos a intermedios. Los granitoides eran ya conocidos por SCHULZ (1858) y BARROIS (1882), siendo estudiados recientemente por CORRETGE (1969, 1970). La existencia de diques de pórfidos ácidos es conocida igualmente a partir de los trabajos de SCHULZ y BARROIS (*op. cit.*) y han sido estudiados más recientemente por GARCIA DE FIGUEROLA & O. SUAREZ (1967).

4.1 ROCAS VOLCANICAS PRECAMBRICAS

Se encuentran limitadas al sector SO. de la Hoja y constituyen el Precámbrico más antiguo perteneciente a la serie del Narcea (PEREZ-ESTAUN, 1973). Están metamorfizadas y esquistosadas por la orogénesis herciniana, presentándose como esquistos verdes y niveles de porfiróides. Gran parte de estas rocas están constituidas por tobas o sedimentos tobáceos, aunque en ocasiones se observan niveles que parecen ser vulcanitas *in situ*; en este último caso son rocas porfídicas con la paragénesis metamórfica: albita — cuarzo — clorita — biotita — pistacita. La pistacita se encuentra localmente pseudomorfoseando minerales de hábito idiomorfo, que muy posiblemente fuesen piroxenos o anfíboles. En alguna ocasión la roca presenta un principio de textura pilotaxítica constituida por pequeños microlitos de plagioclasas. El cuarzo y las plagioclasas forman las glándulas que a veces dan a la roca una textura porfiroide, presentando el cuarzo golfos de corrosión magmática. La pistacita de origen secundario procede en gran parte de las primitivas plagioclasas, que debían ser más básicas, e igualmente la roca debía de tener fenocristales de anfíboles o piroxenos. Por sus características, fundamentalmente la abundancia de plagioclasas, podría muy posiblemente tratarse de rocas dacíticas interestratificadas en las series grauváquicas y pelíticas precámbricas.

4.2 ROCAS VOLCANICAS CAMBRICAS (Tb)

Forman un pequeño afloramiento en la parte S. de la Hoja, en las cercanías de los Pontones. Su aspecto es el de una roca tobácea y brechoide, a veces estratificada, con ligera granoclasificación. En el centro del afloramiento se encuentran facies masivas, oscuras a ligeramente verdosas, que constituyen una roca de origen ígneo. En esta ocasión se trata de una roca basáltica, que presenta al microscopio textura porfídica constituida fundamentalmente por fenocristales idiomorfos de plagioclasa y cuya mesostasis tiene una textura intergranular o afieltrada constituida por cristales de plagioclasas entrecruzados, a veces con granos de piroxeno entre ellos. Las rocas tienen fuerte participación sedimentaria, estando en esta ocasión los fragmentos volcánicos constituidos por una roca con textura afieltrada, a veces pilotaxítica con amígdalas en ocasiones estiradas y rellenas de clorita en disposición radial. Como minerales secundarios se encuentra fundamentalmente calcita, además de la clorita. Estas rocas forman parte de un vulcanismo básico a intermedio (GARCIA DE FIGUEROLA & PARGA PONDAL, 1964), cuyos productos se encuentran interestratificados en la serie de los Cabos y que comprende desde traquitas alcalinas a basaltos, como se observa en la Hoja de Belmonte.

4.3 GRANITOIDES (γ^3)

Los granitoides existentes en esta Hoja forman una serie de pequeños stocks, siendo el de mayor tamaño el que se encuentra en Arcellana, al S. de Salas.

Todos los granitoides presentan características de cristalización a partir de fundidos de alta temperatura. Son rocas ricas en biotita, a veces de color oscuro, y su composición oscila entre granodioritas o granogabros, en el stock de Carlés, hasta granodioritas o cuarzodioritas, en el de Arcellana (CORRETGE, 1969). Su textura varía desde porfídica hasta hipidiomórfica granular y están compuestos mineralógicamente por cuarzo-plagioclasas-ortosa-biotita-clinopiroxeno-ortopiroxeno (hiperstena). Frecuentemente los piroxenos se encuentran reemplazados por anfíboles actinolíticos y clorita. Las plagioclasas oscilan en su composición entre andesina y labrador; presentando frecuentes sinneusis y zonación marcada. Todas estas características permiten considerar a estos granitos como pertenecientes a una serie calcoalcalina postectónica de origen infracrustal y cuya edad es hercínica tardía (CAPDEVILLA *et al*, 1973).

4.4 PORFIDOS (FO³)

Como último acontecimiento magmático en la región se encuentran unos

diques de pórfido cuya potencia no supera los 5 m. Su mineralogía es: cuarzo-feldespato potásico-plagioclasa-clorita-biotita-moscovita. Los fenocristales están formados por cuarzo subidiomorfo y plagioclasas, a veces agrupados en sinneusis, estando rodeados por un intercrecimiento de feldespato y cuarzo en menor cantidad formando una textura afieltrada. Los fenómenos postmagmáticos son importantes, como lo atestigua la clorita secundaria y la sericita. Su composición sería cuarzo-diorítica o monzonítica y su edad es al menos postestefaniense, ya que en este sector de la cordillera estas rocas cortan a materiales estefanienses.

4.5 METAMORFISMO

Los materiales Precámbricos y Paleozoicos pre-Estefanienses de la parte N. y O. de la Hoja han sufrido un metamorfismo regional hercínico, que ha originado en las rocas pelíticas las paragénesis siguientes: cuarzo+albita+moscovita+clorita y cuarzo+albita+moscovita+clorita+biotita. Las paragénesis con biotita son frecuentes en el Precámbrico porfiróide, pudiendo considerarse todos estos materiales como pertenecientes a la zona de la biotita. Este mineral es de color verde y forma placas relativamente grandes, de hábito lepidoblástico, cristalizadas con su dimensión mayor estadísticamente paralelas a las superficies de esquistosidad, sin embargo, no parece un mineral pre o sintectónico con esta esquistosidad, debiendo considerarse en su mayor parte como de cristalización mimética postectónica.

En algunos niveles de esquistos verdes con superficies de aspecto satinado se han encontrado paragénesis de cuarzo+albita+tremolita+actinolita+clorita+biotita+(pistacita), esta última rodeando a las plagioclasas y proveniente de su sausuritización. Estas rocas constituyen metavulcanitas ácidas derivadas de tobas y vulcanitas de la serie Precámbrica de Tineo.

Las asociaciones metamórficas pertenecientes exclusivamente a la facies de los esquistos verdes no permite definir el tipo de metamorfismo existente en la región, pues ni siquiera esboza una «suite» de paragénesis.

Los stocks de granitoídes originan igualmente un metamorfismo de contacto de escasa potencia (10-15 m.), aunque se desarrollan en el contacto inmediato del stock facies metamórficas de alta temperatura pertenecientes a las corneanas hornbléndicas y piroxénicas (CORRETGE *et al*, 1970). Las paragénesis encontradas son propias de rocas calcáreas y calcosilicatadas, constituyendo en el primer caso diopsiditas con la asociación: clinopiroxeno (diópsido)+hornblenda+calcita+plagioclasas+clorita+grosularia. Otras asociaciones de metamorfismo de contacto son: cuarzo+clinopiroxeno+feldespato potásico e incluso hiperstena+clinopiroxeno+ortosa+cuarzo (CORRETGE *et al*, 1970).

5 GEOLOGIA ECONOMICA

Los indicios minerales que se conocen en la Hoja de Tineo son bastante variados, si bien no existen explotaciones de importancia. Se conocen indicios de oro, cinabrio, hierro, manganeso, barita, galena, antimonita y magnesita.

El caolín se explota o ha sido explotado en varios puntos de la Hoja. Todas las explotaciones existentes se sitúan en el mismo nivel estratigráfico, en la parte inferior de la Cuarcita de Barrios, no lejos de la base. Existen minas en los alrededores de La Curriquera, de El Rañadoiro, entre Salas y Ardesaldo y en la Sierra del Courio.

El hierro se presenta en forma de hierro oolítico en la Formación Furada, aunque no existe en la actualidad ninguna mina en explotación. Se sitúan, dentro de la Formación Furada, los hierros de los alrededores de Arcellana y Soto de los Infantes. Además de estos yacimientos oolíticos, de edad silúrica, existen indicios de Idarga, Tineo, Obona, La Espina y Ore.

El oro se ha explotado desde tiempos muy antiguos a todo lo largo del flanco O. del antiformal del Narcea. Las explotaciones se sitúan todas ellas a lo largo de la Caliza de Vegadeo. Dentro de la Hoja de Tineo existen indicios en los alrededores de Merás y Brieves. En yacimiento secundario, existe también algo de oro en los aluviones de los ríos Barcena y Navelgas.

Existen indicios de magnesita a lo largo del nivel dolomítico de la parte inferior de la Formación Herrería. Este nivel ha sido caliccateado en varios puntos, en los alrededores de La Granja y de Faedo de Brañalonga; en esta última localidad la magnesita llegó a ser explotada.

Otros indicios existentes en la Hoja son los de manganeso, en Trevías y Ore, donde existió una explotación; los de mercurio, en Muñalén; barita, en Priero; antimonita y galena, en Tineo, y minerales de cobre, en Carles.

Existen diversas canteras en la zona. La cuarcita ordovícica se explota en la carretera de La Espina y en el Crucero. Como niveles calizos existen las formaciones de Moniello y Caliza de Candás, frecuentemente explotadas en Asturias. Las arcillas terciarias se explotan en El Pedregal, cerca de La Espina. Una mención especial merecen las Areniscas de Candás, por su particular pureza; una explotación de las mismas existe en Espinedo, ya en la Hoja de Grado, aunque en su mismo borde.

En lo que se refiere a Hidrogeología, puede decirse que la litología no permite la acumulación de grandes reservas de agua subterránea.

Los materiales precámbricos, que ocupan gran parte de la Hoja, consisten principalmente en pizarras de porosidad eficaz prácticamente nula.

Esto mismo ocurre con la mayor parte de las formaciones paleozoicas; así, las areniscas se hallan fuertemente compactadas y cementadas, impidiendo el almacenamiento y circulación de agua subterránea. Respecto a las formaciones carbonatadas, no parece ser que presenten un grado de karstificación elevado y tampoco forman acumulaciones considerables de masas calcáreas, por lo cual no cabe esperar en ellas la existencia de reservas importantes.

A pesar de que las condiciones litológicas de las formaciones más antiguas son desfavorables, hay que considerar la elevada precipitación media anual de esta zona, muy regularmente distribuida a lo largo del año, lo cual da lugar a una importante escorrentía superficial favorecida por las fuertes pendientes topográficas, asegurando de este modo la alimentación de una red hidrográfica densa. Además, hay que tener en cuenta el gran espesor que adquieren los suelos en casi toda la extensión de la Hoja y la existencia de una cubierta vegetal muy densa, lo cual da lugar a una fuerte intercepción y evapotranspiración, apareciendo por ello un flujo hipodérmico que da lugar a la existencia de numerosos manantiales de caudal pequeño y a las zonas de rezumo amplias. Las zonas con mayores posibilidades de explotación, teniendo en cuenta que el terciario es también arcilloso y muy impermeable, serían los cuaternarios aluviales del fondo de los valles.

6 BIBLIOGRAFIA

- ADARO, L. DE & JUNQUERA, G. (1916).—«Hierros de Asturias». *Mem. Inst. Geol. Esp.*, Criaderos de Hierro de España, t. II, 1 vol., texto 610 pp., 1 vol. láms., Madrid.
- BALDWIN, C. T. (1975).—«The stratigraphy of the Cabo Series in the section between Cadavedo and Luarca, province of Oviedo, Northwest Spain». *Breviora Geol. Astúrica*, año XIX, núm. 1, pp. 11-16, Oviedo.
- BARROIS, Ch. (1882).—«Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice». *Mem. Soc. Géol. Nord*, t. 2, núm. 1, 630 pp. Lille.
- BOUROS, A. (1962).—«Sur la présence de *Reticuloceras pauciretensium* BISAT et HUDSON dans le Carbonifère du Nord de la province des Asturies (Espagne)». *C. R. Ac. Sci.*, t. 255, pp. 1968-1970, Paris.
- BRELL, J. M. (1968).—«El Terciario de los alrededores de Tineo». *Breviora Geol. Astúrica*, año X (1966), núm. 1-4, pp. 7-14, Oviedo.
- CAPDEVILLA, R.; CORRETGE, G. & FLOOR, P. (1973).—«Les granitoides varisques de la Meseta ibérique». *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7.^a sér.), t. XV, pp. 209-228, Paris.

- COMTE, P. (1934).—«Sur les couches intermédiaires entre Silurien et Dévonien dans les Asturies». *C. R. Ac. Sci.*, t. 198, pp. 1164-1166, París.
- (1936).—«Le Dévonien moyen et supérieur du León (Espagne)». *C. R. Ac. Sci.*, t. 202, pp. 1198-1200, París.
- (1937).—«La série cambrienne et silurienne du León (Espagne)». *C. R. Ac. Sci.*, t. 204, pp. 604-606, París.
- (1938).—«La succession lithologique des formations-cambriennes du León (Espagne)». *71^{eme} Congres Soc. Sav. Nice*, pp. 181-183.
- (1959).—«Recherches sur les terrains anciens de la Cordillere Cantabrique». *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. 60, pp. 1-440, Madrid.
- CORRETGE, L. G. (1969).—«Rocas con afinidades charnockíticas en el occidente de Asturias». *Acta Geol. Hispánica*, t. 4, núm. 1, pp. 20-22, Barcelona.
- CORRETGE, L. G.; LUQUE, C. & SUAREZ, O. (1970).—«Los stocks de la zona de Salas-Belmonte (Asturias)». *Bol. Geol. Min.*, t. 81, fasc. 2-3, pp. 257-270, Madrid.
- CRIMES, T. P. & MARCOS, A. (in lit.).—«Trilobite traces and the age of the lowest part of the Ordovician reference section for Northwest Spain».
- CRIMES, T. P.; MARCOS, A. & PEREZ-ESTAUN, A. (1974).—«Upper Ordovician turbidites in Western Asturias: A facies analysis with particular reference to vertical and lateral variations». *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, vol. 15, pp. 169-184, Amsterdam.
- DEBRENNÉ, F. & LOTZE, F. (1963).—«Die Archaeocyatha des Spanischen Kambriums». *Ak. Wiss. Lit., Abh. math.-naturw. Kl.*, J. 1963, núm. 2, pp. 107-143, Wiesbaden.
- DELEPINE, G. (1943).—«Les faunes marines du Carbonifere des Asturies (Espagne)». (Apéndice sobre los Fusulinidos por J. Gubler). *Mem. Acad. Sci. Inst. France*, t. 66, pp. 1-122, París.
- DROT, J. & MATTE, Ph. (1967).—«Sobre la presencia de capas del Devoniano en el límite de Galicia y León (NO. de España)». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, núm. 93, pp. 87-92, Madrid.
- FARBER, A. & JARITZ, W. (1964).—«Die Geologie des westasturischen Küstengebietes». *Geol. Jb.*, t. 81, pp. 679-783, Hannover.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. & PARGA-PONDAL, I. (1964).—«Las rocas del Cámbrico. IV. Una traquita alcalina estratificada en el Cámbrico de Faradón (Valle del Narcea)». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, núm. 76, pp. 79-93, Madrid.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. G. & SUAREZ, O. (1968).—«Sobre la génesis de los diques porfídicos: Pórfidos de Allande-Besullo (Asturias)». *Inst. Inv. Geol. Diputación Prov.*, vol. 22, pp. 13-24, Barcelona.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. G.; PARDO, J. G. & SANCHEZ DE LA TORRE, L. (1962).—«Las rocas del Cámbrico. III. De los afloramientos de Tineo

- (Río Villar y Puente del Tuña». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, número 68, pp. 103-131, Madrid.
- HIGGINS, A. C. (1971).—«Conodont biotratigraphy of the late Devonianearly Carboniferous rocks of the South Central Cantabrian Cordillera». *Trabajos de Geol.*, núm. 3, Universidad de Oviedo, pp. 179-192.
- JULIVERT, M. (1971).—«Décollement tectonics in the Hercynian-Cordillera of NO Spain». *Am. Jour. Sci.*, vol. 270, núm. 1, pp. 1-29.
- (1971 b).—«L'évolution structurale de l'arc asturien». In *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, t. 1, *Publ. Inst. Fr. Pétr.*, Ed. Technip, pp. 1.2-1 a 1.2-28, París.
- JULIVERT, M. (in lit.).—«Hercynian orogeny and Carboniferous palaeogeography in Northwest Spain».
- JULIVERT, M. & MARCOS, A. (1973).—«Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian zone (Hercynian Cordillera, Northwest Spain)». *Am. Jour. Sci.*, vol. 273, pp. 353-375.
- JULIVERT, M.; MARCOS, A. & TRUYOLS, J. (1972).—«L'évolution paléogéographique du Nord-Ouest de l'Espagne pendant l'Ordovicien-Silurien». *Bull. Soc. Géol. Minéralog. Bretagne*, série C, t. IV, fasc. 1, pp. 1-7, Rennes.
- 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». *Breviora. Geol. Astúrica*, año XII, núm. 4, pp. 1-4, Oviedo.
- KULLMANN, J. (1963).—«Las series devónicas y del Carbonífero Inferior con ammonoideos de la Cordillera Cantábrica». *Estudios Geol.*, vol. 19, pp. 161-191, Madrid.
- LOTZE, F. (1945).—«Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta». *Geotekt. Forsch.*, Heft 6, pp. 78-92, Berlín. [Trad. en *Publ. Extr. Geol. Esp.*, t. 5, pp. 149-166, Madrid, 1950.]
- (1956 a).—«Das Prakambrium Spaniens». *N. Jb. F. Geol. Palaont. Min.*, vol. 8, pp. 377-380, Stuttgart. (Trad. «El Precámbrico en España». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, núm. 60, pp. 227-239, Madrid, 1960).
- (1956 b).—«Über Sardischen bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen faltung». *Geotekt. Symposium H. Stille*, pp. 129-139, Stuttgart.
- (1957).—«Zum Alter Nordwest Spanischer Quarzit-Sandstein-Folgen». *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.*, Heft 10, pp. 464-471, Stuttgart.
- (1958).—«Zur Stratigraphie des spanischen Kambriums». *Geologie*, Jahrg. 7, Heft 3-6, pp. 727-750, Berlín. (Traducción por J. Gómez de Llarena: Sobre la estratigrafía del Cámbrico español. *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, núm. 61, pp. 131-164, Madrid, 1961.)
- (1961).—«Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie». *Akad. Wiss. Lit., Abh. math.-naturw. Kl.*, núm. 6, pp. 1-216, Mainz. (Traducción por

- J. Gómez de Llarena: El Cámbrico de España. *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, núm. 75, pp. 1-256, Madrid, 1970.)
- LLOPIS LLADO, N. (1967).—«Sur le Dévonien Inférieur des Asturies (Espagne)». *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, núm. 33 (Colloque sur le Dévonien inférieur et ses limites), pp. 265-278, París.
- LLOPIS LLADO, N. & MARTINEZ ALVAREZ, J. A. (1960).—«Sobre el Terciario continental del occidente de Asturias y su significación morfotectónica». *Breviora Geol. Astúrica*, año IV, núm. 1-2, pp. 3-18, Oviedo.
- MALLADA, L. & BUITRAGO, J. (1878).—«La fauna primordial a uno y otro lado de la Cordillera Cantábrica». *Bol. Com. Map. Geol. Esp.*, t. V, pp. 177-194, Madrid.
- MARTINEZ-ALVAREZ, J. A. (1965).—«Nota sobre la extensión de la caliza de montaña en Asturias». *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, núm. 77, pp. 203-206, Madrid.
- MARCOS, A. (1971).—«Cabalgamientos y estructuras menores asociadas originadas en el transcurso de una nueva fase hercyniana de deformación en el occidente de Asturias (NW de España)». *Breviora Geol. Astúrica*, año XV, núm. 4, pp. 59-61, Oviedo.
- (1973).—«Las series del Paleozoico Inferior y la estructura hercyniana del occidente de Asturias (NW de España)». *Trabajos de Geol.*, Universidad de Oviedo, núm. 6, 113 pp.
- MATTE, Ph. (1968).—«La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)». *Geologie Alpine*, t. 44, pp. 1-127.
- PARGA, J. R. (1969).—«Sobre la distribución de las manifestaciones efusivas en el Cámbrico de Asturias y León». *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 53, pp. 43-56, Lisboa.
- PARGA PONDAL, I. et al. (1967).—«Carte géologique du Nord Ouest de la Peninsule Ibérique». *Serv. Geol. Portugal*, 1 mapa E. 1:500.000, Lisboa.
- PEREZ-ESTAUN, A. (1973).—«Datos sobre la sucesión estratigráfica del Precámbrico y la estructura del extremo Sur del antiformal del Narcea (NW España)». *Breviora Geol. Astúrica*, año XVII, núm. 1, pp. 5-16, Oviedo.
- (1947 a).—«Algunas precisiones sobre la sucesión ordovícica y silúrica de la región de Truchas». *Breviora Geol. Astúrica*, año XVIII, núm. 2, pp. 23-25, Oviedo.
- (1974 b).—«La sucesión ordovícica en el dominio del alto Sil (zona astur-occidental-leonesa, NW de España)». *Breviora Geol. Astúrica*, año XVIII, número 4, pp. 53-57, Oviedo.
- POLL, K. (1963).—«Zur Stratigraphie des Altpalaeozoikums von Belmonte (Asturien, Nordspanien)». *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, vol. 117 (Festband Lotze), pp. 235-250, Stuttgart.
- (1970).—«Stratigraphie und Tektonik an der Wende Silurium/Devon im Westlichen Kantabrischen Gebirge (Nordspanien)». *Sitzungsber. d. Physik.-medizin. Soz. Erlangen*, vol. 83-84, pp. 32-113, Erlangen.

- RUIZ, F. (1971).—«Geología del sector Norte del anticlinorio del Narcea». *Breviora Geol. Astúrica*, año XV, núm. 3, pp. 39-46, Oviedo.
- SCHULZ, G. (1858).—«Descripción geológica de la provincia de Oviedo». 1 vol., 138 pp., 1 mapa, Madrid.
- SDZUY, K. (1961).—«Das Kambrium Spaniens. Teil II: Trilobiten». *Akad. Wiss. Lit., Abh. math.-naturw. Kl.*, núm. 7-8, pp. 217-408, Mainz.
- (1967).—«Trilobites del Cámbrico Medio de Asturias». *Trabajos de Geol.*, Universidad de Oviedo, núm. 1, pp. 77-133.
- (1971).—«La subdivisión bioestratigráfica y la correlación del Cámbrico Medio de España». *I. Congr. Hispano-Luso-Americano de Geol. Econ.*, sección 1, Geología, t. II, pp. 769-782, Madrid-Lisboa.
- TRUYOLS, J.; PHILIPPOT, A. & JULIVERT, M. (1974).—«Les formations siluriennes de la zone cantabrique et leurs faunes». *Bull. Soc. Géol. France*, 7.^a sér., t. 16, núm. 1, pp. 23-35, París.
- WAGNER, R. H.; WINKLER PRINS, C. F., & RIDING, R. E. (1971).—«Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in Northern León, Spain "Note on some goniatite faunas" by C. G. T. Wagner-Gentis). *Trabajos de Geol.*, núm. 4 («The Carboniferous of Northwest Spain», II), pp. 603-663, Oviedo.
- ZAMARREÑO, I. (1972).—«Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la zona cantábrica (NW España) y su distribución paleogeográfica». *Trabajos de Geol.*, núm. 5, Universidad de Oviedo, 118 pp., Oviedo.
- (1975).—«Peritidal origin of Cambrian carbonates in Northwest Spain». *In Tidal deposits: A case book of recent examples and fossil counterparts*, R. N. Ginsburg (Ed.), pp. 323-332, Springer Verlag.
- ZAMARREÑO, I.; BELLAMY, J.; HERMOSA, J. L. & JULIVERT, M. (1975).—«Litofacies del nivel carbonatado del Cámbrico en la región de Ponferrada (zona asturoccidental-leonesa, NW. de España)». *Breviora Geol. Astúrica*, año XIX.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA