



IGME

154

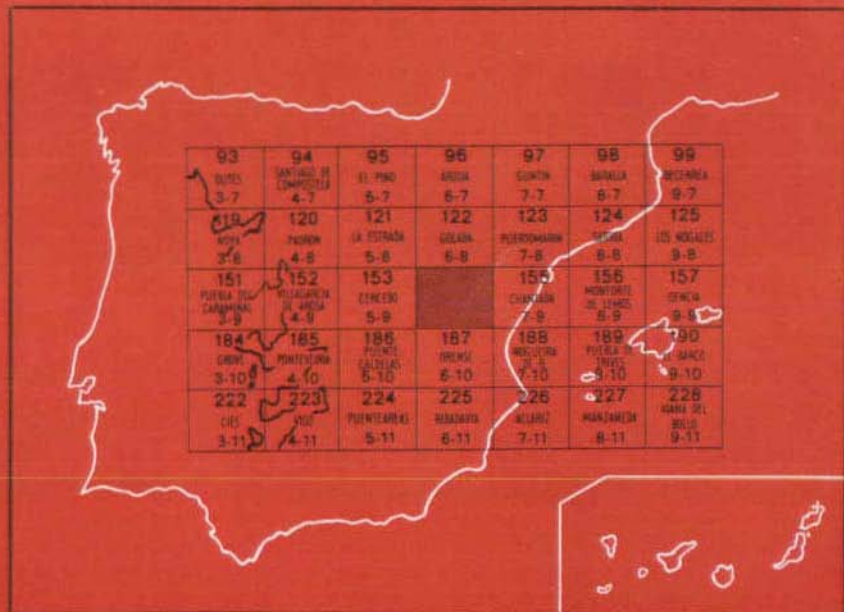
6-9

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

LALIN

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

LALIN

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por la División de Geología del IGME, habiendo intervenido en la misma los Licenciados en Ciencias Geológicas siguientes:

F. González Lodeiro, M. Iglesias Ponce de León y J. R. Martínez Catalán, con las colaboraciones que se reseñan en la introducción.

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 - 3.267 - 1974

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

INTRODUCCION

La División de Geología del Instituto Geológico y Minero de España ha realizado el estudio geológico de la Hoja 6-9 (Lalín) a la que pertenece esta memoria explicativa, siguiendo para ello las especificaciones establecidas en el MAGNA, de cuyo proyecto forma parte esta Hoja integrada en el Bloque 1-8. El trabajo ha sido ejecutado por los Licenciados en Ciencias Geológicas señores F. González Lodeiro, M. Iglesias Ponce de León y J. R. Martínez Catalán, y habiéndose contado con las colaboraciones siguientes:

Universidad española: A. Arribas, F. Aldaya y E. Martínez García.

Universidad francesa: R. Capdevila.

Universidad holandesa: J. D. Hilgen.

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 PALEOZOICO (PC-CA₁; PC-O₁₁)

Es preciso distinguir dos formaciones importantes dentro de la Hoja.

La primera es la serie de la llamada «Unidad de Lalín», de litología totalmente diferente a la de los esquistos que la rodean y sobre los que se encuentra cabalgante.

Los materiales que componen la «Unidad de Lalín» son paragneises de dos micas, con granate, estaurolita y andalucita, anfibolitas, ortogneises y ortogneises hiperálcalinos, así como finos lechos de epidotitas y de rocas ultrabásicas retrógradas a serpentina.

Las anfibolitas se presentan intercaladas entre los paragneises en niveles que se acuñan y se van sustituyendo unos a otros.

Predominan claramente hacia la base, donde se encuentran dos niveles importantes con más de 200 m., en los que las anfibolitas llegan a predominar sobre los paragneises.

Hacia el techo, suponiendo la serie normal, los niveles anfibólicos se van espaciando y disminuyendo de potencia hasta llegar casi a desaparecer. Así, en los niveles superiores el espesor no pasa de 1 ó 2 m., aunque en la cartografía se han exagerado para hacerlos representables.

Además de las típicas anfibolitas, existen gneises anfibólicos muy ricos en feldespato, y se ha encontrado un nivel de anfibolita con cummingtonita en el Km. 47,7 de la carretera nacional de Vegadeo a Pontevedra.

En su origen, las anfibolitas corresponden seguramente a emisiones de tipo ofiolítico en la cuenca o a intrusiones estratiformes de rocas básicas (ortoanfibolitas); en algunos niveles se observan bordes enfriados («chilled margins») y raramente texturas piroclásticas.

Algunos lechos pueden ser de origen sedimentario (paraanfibolitas).

Los ortogneises, alcalinos e hipercalinos, no se han separado entre sí, pero se han distinguido en la cartografía exagerando su potencia, que varía de unos decímetros a 4 m.

Corresponden a emisiones volcánicas ácidas.

Las epidotitas, rocas compuestas predominantemente por epidota, con anfíbol y plagioclasa, se presentan en niveles muy finos, de 10 a 30 cm., y se encuentran generalmente intercaladas con las anfibolitas.

La potencia de serie visible es de unos 2.000 a 3.000 m., si bien es posible que el máximo espesor de la «Unidad de Lalín», en su conjunto, no sobrepase en ningún caso los 1.500 m., debido a que el plano de cabalgamiento corta oblicuamente, aunque con bajo ángulo a los distintos niveles, como puede apreciarse en las cortes.

La edad de los materiales que componen la «Unidad de Lalín» puede estimarse como Cámbrico Inferior a Precámbrico, y sería equivalente o quizá infrayacente a la serie de «Porto» de la misma edad, que cita E. MARTINEZ GARCIA, cerca de Puebla de Sanabria.

En cuanto a la segunda formación, es decir, los materiales, sobre los que cabalga la Unidad de Lalín, son un conjunto de esquistos con estauroлита, granate y andalucita, que llevan intercalados niveles de rocas piroclásticas ácidas, así como de ampelitas y cuarcitas negras que no han suministrado fauna.

Los niveles carbonosos se encuentran intercalados con los esquistos y se acuñan con facilidad, dando paso a otros nuevos. En la cartografía se han representado la mayoría de ellos dentro de una envolvente, dada la imposibilidad de seguirlos por separado.

Aparentemente encima de los tramos negros, ya que siempre es posible que la serie esté invertida por grandes estructuras de la fase principal hercínica, se encuentran algunos lechos, de 2 a 6 m., de rocas constituidas por material piroclástico, ricas en feldespato y plagioclasa, que a su vez están intercaladas con niveles de cuarcitas blancas, moscovíticas, en las que es normal encontrar ojos de cuarzo.

Estos materiales son bien visibles, debido a la existencia de varios niveles, entre los Km. 64,500 a 66,000 de la carretera de Lalín a Chantada.

La potencia de los esquistos es imposible de apreciar, debido a que seguramente están muy replegados por pliegues de estilo isoclinal, pero en cualquier caso debe ser superior a los 2.000 m.

La edad de todo el conjunto puede ir desde el Cámbrico Inferior, e incluso Precámbrico, hasta el Silúrico.

Los niveles carbonosos, así como los que tienen una clara herencia volcánica, son asimilables al Silúrico, pues presentan una cierta analogía de facies, pero pueden igualmente pertenecer al Paleozoico más Inferior, ya que se han encontrado, al sur de la «Unidad de Lalín», y al O. de Vila, por la carretera de Lalín a Carballino, niveles de unos 10 cm. de cuarcitas con anfíbol y granate (gneises anfibólicos, con textura granulítica) que son muy típicos de series de esta edad.

La dificultad para la datación estriba en que estos esquistos se encuentran aislados y muy alejados ya de las series de cronología definida que afloran en Galicia oriental, y es posible que las formaciones guía, Cámbricas y Ordovícicas, no se conserven a tales distancias.

No obstante, nos inclinamos por una edad Infraordovícica para todo el conjunto.

1.2 CUATERNARIO (QAL)

Alcanzan muy poco desarrollo los materiales de esta edad, y consisten principalmente en depósitos aluviales y coluviones de ladera.

2 TECTONICA

2.1 DEFORMACIONES DE PLEGAMIENTO

Fase I

En algunos puntos se puede observar que los micropliegues de la fase II deforman a una esquistosidad de flujo (foto 1) y que los planos de la esquistosidad de flujo de la fase II interrumpen a otra esquistosidad de flujo (foto 2). En la foto 1 se puede observar que los micropliegues isoclinales están limitados por superficies posteriores: estas superficies son de la S₂.

Consideramos que esta primera esquistosidad se ha producido durante la fase I, primera fase tectónica que hemos podido detectar en esta región y que es anterior a la fase I definida por MATTE (1963).

En las láminas delgadas aparecen minerales de metamorfismo (granates y quizá alguna mica) que indudablemente son anteriores a la S₂. Creemos

que esta fase de metamorfismo debe corresponder a la fase I. Los minerales encontrados son insuficientes para precisar sobre el grado de metamorfismo de esta primera fase.

Es visible en numerosos puntos de esta área (carretera Lalín a Orense, carretera Lalín a Carballino, etc.) dentro de los esquistos infraordovícicos.

No se observan en el área de la Hoja megaestructuras correspondientes a esta fase. El relacionar con esta fase los complejos básicos de Morais, Gragança, Ordenes, Lalín y Cabo Ortegal no deja de ser atrayente, pero ello requeriría estudios más profundos. Por el momento no podemos pronunciarnos sobre este particular.

Parece verosímil relacionar esta fase con la primera fase existente en La Sanabria (MARTINEZ-GARCIA, 1971). Este autor le asigna una edad Caledónica. Por nuestra parte no disponemos de suficientes argumentos para entrar a fondo en esta discusión. Preferimos, en espera de nuevos hallazgos, dejar abierta la posibilidad de la existencia de una fase de edad Caledónica en el noroeste de la Península.

Fase II

Aparentemente es la fase más importante, que da lugar a la esquistosidad más penetrativa y más fácilmente observable en toda Galicia (S_2). Se trata de una esquistosidad de flujo, de plano axial, que en muchos casos orienta a las micas que se disponen según la S_1 (microfoto 1).

Su estilo es de pliegues isoclinales vergentes al Este. No disponemos de datos para reconstruir la posición original de dichos pliegues en este sector, aunque se puede suponer que sus planos axiales no deberían estar lejos de la horizontal.

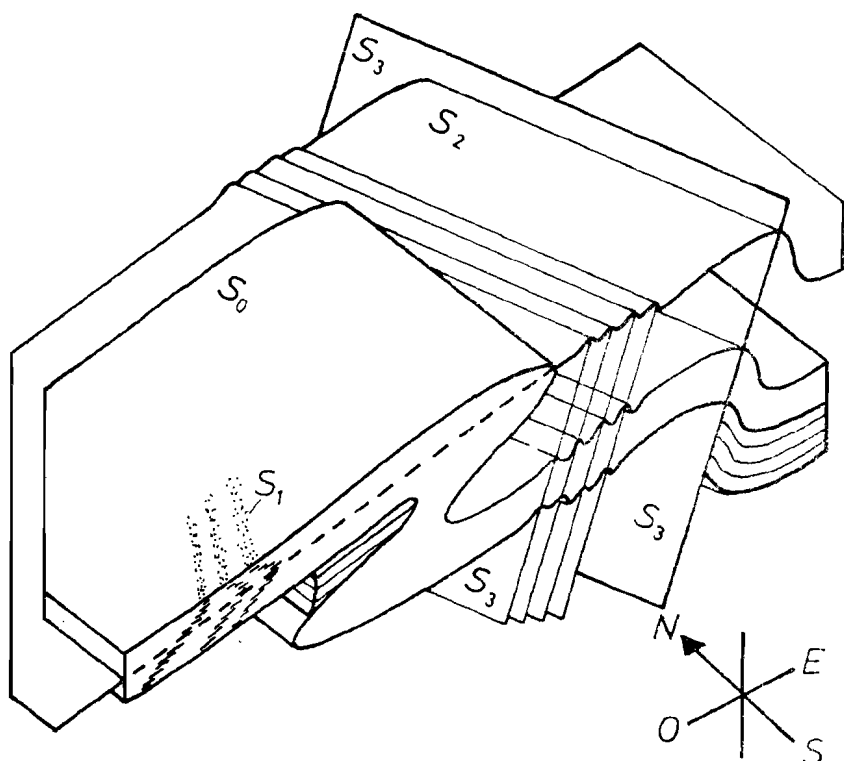
En la cartografía, la envolvente de las cuarcitas negras infraordovícicas dibuja una forma que bien pudiera ser un pliegue formado durante esta fase.

Asociado a esta fase se encuentra un metamorfismo de presión intermedia que comienza antes de ella y continúa después, llegando a originar migmatitas que heredan la esquistosidad S_2 .

Su edad se ha situado, en otras zonas de Galicia, entre Devónico Superior y Carbonífero Inferior (CAPDEVILA y VIALETTE, 1965).

Fase III

No parece dar estructuras cartografiables. A escala de afloramiento pueden verse micropliegues de dirección 150° - 170° vergentes al E., cuyo plano axial buza entre 30° y 70° al O., acompañados de una esquistosidad que en la mayor parte de los casos es de crenulación y escasa penetratividad (Esquema 1). También es posible ver pliegues imbricados de tamaño decimétrico [foto 3].



Esquema 1.— S_0 : Estratificación original. S_1 : Esquistosidad de la fase I plegada y con las micas reorientadas por la fase II. S_2 : Esquistosidad de flujo, de plano axial, de los pliegues tumbados producidos durante la fase II. S_3 : Esquistosidad de crenulación y plano axial de los pliegues de la fase III. Muy visible sobre S_0 y S_2 .

Es relativamente frecuente encontrar recristalizaciones de mica blanca en las superficies S_3 .

S_3 aparece actualmente buzando de 30° a 70° al O., pero es difícil estudiar su inclinación original, ya que, aun suponiendo que S_2 debió originarse en una posición no lejos de la horizontal, no conocemos su valor exacto con anterioridad a la fase III, y por otra parte, movimientos posteriores han girado de su posición primitiva la S_3 , no disponiendo ya de ningún nivel de referencia para reconstruir la geometría de estas deformaciones; por estas razones es difícil pronunciarse sobre el buzamiento primitivo de los

planos axiales de los pliegues y esquistosidad de la fase III. No obstante, pensamos que no sería menor de 50°.

Fase IV

Asimilamos a esta fase los pliegues de tamaño decimétrico, de plano axial subvertical, acompañados de esquistosidad de crenulación. Creemos que esta fase ha dado lugar a grandes abombamientos de dirección aproximada 170°.

Estas estructuras podrían corresponder a una fase posterior a la III, pues aparece desprovista de recristalizaciones; es la de posición más próxima a la vertical, y los pliegues asociados son de geometría más simple que los de la fase III.

Podría corresponder con la fase IV de la región de Sanabria (MARTINEZ-GARCIA, 1971).

Observables a pequeña escala por toda la Hoja, pueden verse pliegues de dirección 110°, aunque de pequeño tamaño. Son de plano axial subvertical. En los esquistos son de tipo angular, y en materiales más competentes, cilíndricos, de simetría rómbica en ambos casos.

Existen, además, algunas estructuras producidas por deformaciones tardías. Son pequeñas, centimétricas, tipo «kink-band», de simetría monoclinica y escasa continuidad.

2.2 DEFORMACIONES DE FRACTURA

Posteriormente a las fases de plegamiento hercínicas aparecen sistemas de fracturación, cuya edad desconocemos. Las fracturas más destacables son las de dirección 30°-40° normales que levantan la actual Sierra del Faro. Han jugado de nuevo después del Terciario. Fracturas de dirección 110° desplazan a las dos grandes fallas de Sierra del Faro.

2.3 LA UNIDAD DE LALIN

Esta unidad tectónica, definida por HILGEN (1971), es el resto de un gran manto de corrimiento originado durante la fase I. Los criterios que permiten asegurar la aloctonía de esta unidad son:

- 1.—Yace discordantemente sobre los materiales que afloran a su alrededor (Cámbrico-Ordovícico Inferior). En las rocas básicas (gneises anfibólicos sobre todo) de la unidad es posible ver a escala de afloramiento un bandeo litológico y una esquistosidad de flujo definidos en el primer caso por cambios de composición (bandas ricas en feldespato alternando con otras en las que apenas existe), y en el segundo por aplastamiento de minerales. Ambas superficies

son prácticamente paralelas y nosotros las consideramos como estratificación y esquistosidad de flujo S_1 , respectivamente, ya que ambas son atravesadas por la esquistosidad hercínica principal S_2 .

A escala cartográfica se dibujan una serie de bandas de composición litológica diferente, sin continuidad fuera de la unidad, siendo cortadas en algunos casos por la superficie de cabalgamiento.

- 2.—Esta superficie de cabalgamiento separa formaciones de composición muy diferente. Fuera de la Unidad de Lalín se encuentra una serie monótona de esquistos micáceos con pequeñas intercalaciones cuarcíticas y de metavulcanitas, mientras que dentro son rocas básicas, ortogneises, paragneises, etc.
- 3.—Asociada a la superficie de discontinuidad aparece una roca de composición cuarcítica con algo de feldespatos potásicos y lechos micáceos, con estructuras y texturas de tipo milonítico. Su espesor es menor de un m., y el buzamiento, variable entre márgenes muy estrechos, no supera a los 40° , lo que da lugar a la aparición de una ventana tectónica en el borde sur.

Estas razones y el hecho de que las isogradas del principal metamorfismo hercínico pasen sin sufrir alteración alguna de la serie esquistosa infrayacente a la Unidad de Lalín, nos llevan a la conclusión de que los terrenos situados encima de la superficie de cabalgamiento no ocupan su posición estratigráfica original y que su colocación ha sido anterior a la fase II.

3 HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales más antiguos que aparecen en la Hoja son los restos de un manto de corrimiento probablemente prehercínico.

Son paragneises con alternancias de anfíbolitas, ortogneises, epidotitas, etcétera, de edad Cámbrico Inferior a Precámbrico. Su aloctonía es grande, pues no se encuentran rocas parecidas hasta la llamada «Fosa blastomilonítica» (DEN TEX y FLOOR, 1967) en la costa occidental gallega, si bien la cuenca en que se depositaron tales materiales estaría probablemente aún más al Oeste, en lo que hoy está ocupado por el Océano Atlántico.

La presencia de anfíbolitas con bordes enfriados y de ortogneises nos lleva a pensar en una serie de emisiones volcánicas básicas, de tipo ofiolítico, junto con raros episodios ácidos, en condiciones de eugeosinclinal.

Fuera de la unidad de Lalín, los esquistos, con cuarcitas ricas en materia orgánica y varios niveles de rocas piroclásticas ácidas, indican quizá unas condiciones de profundidad intermedia a alta y una posición bastante interna dentro de la cuenca.

Se asigna a estos esquistos una edad que va desde el Precámbrico Su-

perior hasta el Ordovícico Inferior. Por lo tanto, se supone que la Unidad de Lalín se compone de materiales más antiguos que los que la rodean, pero esa mayor antigüedad puede ser escasa, es decir, tratarse de materiales de edad parecida, pero depositados en distintos entornos dentro de un gran geosinclinal.

La colocación de la Unidad de Lalín puede deberse a una orogenia Caledónica. En efecto, se observan sobre el terreno restos de una esquistosidad anterior a la esquistosidad principal Hercínica, producida por una fase (F₁), de la que no se descarta la posibilidad de que sea Caledónica.

En cualquier caso, dicha colocación tuvo lugar antes de la fase II y se puede suponer que se corresponde con la fase que dio la esquistosidad S₁, si bien no existe ningún hecho que pueda apoyarlo de un modo seguro.

Se observan también restos de un metamorfismo M₁ anterior a la fase II (quizá un metamorfismo prehercínico), tanto dentro como fuera de la Unidad, pero dentro de ella se ven unos granates pequeños, turbios, reabsorbidos, que también se han encontrado cerca de la costa oeste gallega, en la llamada «Fosa Blastomilonítica» (DEN TEX y FLOOR, 1967; HILGEN, 1971; ARPS, 1970).

Se desconoce la evolución paleogeográfica y estratigráfica de toda Galicia central y occidental durante el Paleozoico Medio y el Superior, debido a la ausencia de depósitos de estas edades, o bien a que no se han reconocido como tales los materiales existentes.

La fase II, probablemente la primera Hercínica que podemos situar entre el Devónico Superior y el Carbonífero Medio, dio lugar a grandes pliegues tumbados de estilo isoclinal, reconocibles en Galicia oriental, y a la esquistosidad principal de flujo, con recristalización de micas, y a veces a una foliación, cuando cristalizaron minerales orientados por encima de la isograda de la biotita.

Fue acompañada por una fase de metamorfismo regional, M₂, que comenzó antes de que los esfuerzos se iniciaran, alcanzó su máximo en la interfase y no finalizó hasta la tercera fase de plegamiento (esquema 2).

Se trata de un metamorfismo mesozonal de presión intermedia, con biotita, granate, estaurolita y sillimanita (o bien, andalucita, según las condiciones de presión y temperatura) de facies anfibolitas, acompañado de una migmatización que se sitúa en la interfase II-III.

En esta interfase, y en la parte oriental (Hoja de Chantada), durante la fase III, tuvo lugar la intrusión del batolito de Chantada, que ocupa parte del borde oriental de la Hoja.

Dicho macizo cicatriza una gran fractura que se sigue desde el norte de Galicia, por el borde occidental del anticlinal del «Ollo de Sapo», adaptándose perfectamente a las direcciones hercínicas.

La fase III de plegamiento puede situarse entre el Westfaliense Superior y el Estefaniense.

ESQUEMA 2.—Relaciones entre las fases de plegamiento, metamorfismo, intrusiones graníticas y aparición de minerales de metamorfismo, tanto regional como de contacto.

FASES DE DEFORMACION	ELEMENTOS ESTRUCTURALES Y ESTRUCTURAS	INTRUSIONES GRANITICAS	EPOCAS DE METAMORFISMO REGIONAL	MINERALES				
				ANDALUC.	BIOTTA	ESTAUR.	GRANATE	MOSCOV.
F _I	ESQUISTOSIDAD DE FLUJO S ₁ GRANDES MANTOS ?							
INTERFASE								
F _{II}	ESQUISTOSIDAD DE FLUJO S ₂ PLIEGUES TUMBADOS DE ESTILO ISOCLINAL							
INTERFASE								
F _{III}	ESQUISTOSIDAD DE FRACTURA Y CRENULACION S ₃ PLIEGUES IMPORTANTES	GRANITOS ADAMELLITICOS DE DOS MICAS						
INTERFASE								
F _{IV}	ESQUISTOSIDAD DE FRACTURA Y CRENULACION S ₄ PEQUEÑOS PLIEGUES							
F. TARDIAS FRACTURACION	PLIEGUES TIPO "CHEVRON" KINK - BANDS FRACTURAS	GRANODIORITA TARDIA DE MEGACRISTALES						

Dio lugar a pliegues importantes en Galicia oriental y media, y marcó el final del metamorfismo M_2 .

En la presente Hoja, dicha fase sólo es visible por haber dado lugar a una esquistosidad S_3 de crenulación, cuyo plano buza entre 50 y 70° al Oeste.

Se observaron asimismo micropliegues de esta fase y ocasionalmente algún pliegue pequeño (corte III). Coincidiendo con el final de la fase III, y en gran parte después se instalaron una serie de granitos adamellíticos, de dos micas, que muestran al microscopio una ligera cataclasis o no, según la época de intrusión.

Los aportes térmicos de las masas graníticas se reflejaron en los esquistos próximos por la cristalización de biotita, oblicua a la esquistosidad principal y sin orientación preferente.

Tras la fase principal de deformación Hercínica, la cadena sufrió un levantamiento progresivo, y después de las últimas fases pasó a ser un zócalo rígido, sufriendo una fuerte epirogénesis, acompañada de erosión intensa, y reaccionó a los esfuerzos posteriores fracturándose, en general por zonas de debilidad preexistentes, dando una tectónica de bloques bastante acusada.

La superficie de erosión principal es la llamada superficie de Chantada (P. BIROT y L. SOLE SABARIS, 1954), de edad premiocena, que se instala entre los 500 y 700 m. de altura.

Esta superficie se extiende por toda Galicia septentrional, y es perfecta sobre los granitos y desigual para los esquistos y cuarcitas.

En el borde occidental del mapa aparece una serie de relieves residuales, anteriores a la superficie de Chantada.

Sobre dicha superficie se instalaron los depósitos terciarios de la Galicia más oriental. En tiempos precuaternarios, pero seguramente en el límite del Terciario Superior, tuvo lugar el levantamiento de la Sierra del Faro, por dos fracturas de dirección NNE.-SSO. que la limitan por ambos lados.

Estas fracturas eran zonas de debilidad y ya existentes, de edad tardihercínica, que dieron una cierta cataclasis y orientación en los granitos en los cuales se asientan.

Sabemos la edad aproximada de las fracturas porque siguen el mismo rumbo que la que en la Hoja de Chantada limita por el noroeste la cuenca Terciaria de Monforte de Lemos.

Dicha fractura tiene, en la parte sur, un filón de pórfido, de composición granodiorítica, que se supone coincide en el tiempo con la intrusión de las granodioritas tardías, que se solapan con las fases hercínicas más tardías, y en todo caso posteriores a las fases principales Hercínicas identificadas.

El filón de pórfido se adapta perfectamente a la dirección de la fractura, y ha sufrido una cataclasis posterior.

También se conoce la edad del último movimiento de las fracturas que dieron lugar al levantamiento de la Sierra del Faro, correlacionándolo con el

de la falla anteriormente citada, que hundió los depósitos terciarios y no parece afectar a los cuaternarios.

La Sierra del Faro fue desplazada posteriormente por una serie de fallas en dirección, con rumbo ENE.-OSO. que marcan los últimos esfuerzos reflejados en la zona.

4 GEOLOGIA ECONOMICA

Se encuentran algunas mineralizaciones interesantes en la Hoja, formadas por fluidos residuales de los granitos de dos micas. Principalmente son de tres tipos:

- Pegmatitas de litio, con grandes cristales de espodumena, que aparecen formando delgados filones en las proximidades de Villatuje, unos diez Km. al SO. de Lalín.
- Filones de cuarzo, con borde más o menos pegmatítico, y cuya paragénesis principal se compone de blenda, pirita, galena y calcopirita, como el que aparece cerca de Saborida, también en el borde izquierdo del mapa.
- Filones de cuarzo con arsenopirita. Se encuentran repartidos por toda la Hoja, siempre cerca de los granitos. Ha sido explotado un filón que se encuentra en Carballeda, hacia el Km 588,1 de la carretera de Zamora a Santiago, con un rumbo ESE.-ONO y una potencia de 1,5 m.

También las pegmatitas y el filón de Saborida han sido explotados en otro tiempo y se encuentran actualmente abandonados.

Los granitos de dos micas son utilizados para carreteras, y se han abierto varias canteras entre la carretera que va de Lalín a Chantada.

En cuanto a hidrología subterránea, las posibilidades son más bien escasas, debido a la falta de porosidad de los materiales paleozoicos. Las únicas labores que han dado algún resultado positivo son las excavadas en los «lem» graníticos y las zonas de alteración de las migmatitas, en donde siempre se encuentra una cierta cantidad de agua.

5 PETROLOGIA

5.1 ROCAS IGNEAS

Dos son los tipos de granitos que aparecen en la Hoja: la granodiorita precoz y los granitos adamellíticos de dos micas.

5.1.1 Granodiorita precoz $(\text{p}\gamma\eta\text{b})^2$

En el ángulo NE. asoma una pequeña parte del borde occidental del macizo de Chantada-Tabcada, que tiene forma alargada y es paralelo a la dirección de las principales formaciones hercínicas.

Esta granodiorita tiene una distribución discontinua y se encuentra más o menos filonitizada en la dirección de la esquistosidad de la fase III; así pues, su edad estaría comprendida entre las fases II y III de plegamiento. Con relación al metamorfismo, su emplazamiento ha sido posterior al momento culminante del metamorfismo regional hercínico más importante (M_2).

En cuanto a su forma de emplazamiento, creemos se encuentra cicatrizando una gran fractura que se extiende desde la costa septentrional gallega por el flanco oeste del anticlinal del «Ollo de Sapo».

La facies común de este macizo es una roca de grano grueso, de color gris oscuro en la que destacan como características distintivas de visu la presencia de megacristales de feldespato potásico, de 3 a 8 cm. de longitud, gruesos cristales alotriomorfos de cuarzo, ausencia de moscovita, salvo en estrechas zonas cerca del contacto con los granitos adamelíticos, y por último, al estar filonitizada en la dirección de la esquistosidad de fase III.

Dentro del macizo aparecen enclaves de rocas anteriores de composición tonalítica y diorítica, pero desconocemos las relaciones genéticas entre éstas y la granodiorita.

En cuanto a filones tardíos, rara vez se encuentran algunos de pegmatitas con grandes cristales de moscovita y turmalina, también deformados por la fase III.

En líneas generales, la granodiorita de este macizo es bastante homogénea en cuanto a composición y tamaño de grano, que suele ser grueso. La textura es granuda porfídica, y está constituida por cuarzo, feldespato, plagioclasa y biotita. Como accesorios destacan: apatito, circón y opacos, siempre presentes, y allanita, esfena y moscovita en algunas preparaciones.

La plagioclasa es el mineral dominante; se presenta en cristales subidiomorfos, en gran parte zonados con el núcleo más cálcico que la periferia, y maclados. El contenido medio de anortita se encuentra entre la oligoclasa básica y andesina. El núcleo más cálcico puede presentar alteración incipiente a sericita.

El cuarzo aparece en cristales alotriomorfos, con casi siempre marcada extinción ondulante y textura en mortero. Son abundantes los entrecrecimientos mirmequíticos con la plagioclasa.

El feldespato potásico es en gran parte alotriomorfo, aunque presenta algunos cristales subidiomorfos y está normalmente pteritizado.

La biotita, que suele ser la única mica presente, es frecuentemente pleocroica y presenta numerosas inclusiones de circón y apatito. Puede encontrarse cloritizada

La media de los análisis modales que se han efectuado en varias muestras ha dado:

Plagioclasa	38,60	por 100
Cuarzo	26,70	»
Feldespatos K	23,20	»
Biotita	9,70	»
Accesorios	1,80	»

5.1.2 Granitos adamellíticos $\left\{ \begin{matrix} \gamma^2 \\ 2-3 \end{matrix} \right\}$

Son los granitos más abundantes en toda Galicia. En esta Hoja ocupan casi el 50 por 100 de los afloramientos.

Se presentan en dos zonas, dando lugar a un macizo de contornos irregulares y a un pequeño plutón circunscrito cerca de Lalín.

Al microscopio, casi todas las muestras presentan texturas cataclásticas. En el campo sólo se ve orientación en los granitos que intruyen a las granodioritas precoces y, menos intensa, cerca de los contactos con la serie metamórfica.

Estos contactos son, salvo en raras excepciones, por ejemplo, en el macizo circunscrito de Lalín, muy difusos, alternando bandas de granito con gneises más o menos migmatíticos en zonas que pueden llegar hasta 1 Km. de anchura. En la cartografía hemos distinguido, dentro ya de los terrenos metamórficos encajantes, una zona en la que las inyecciones graníticas y las migmatitas alcanzan el 50 por 100 del total de afloramientos. Dentro del granito los enclaves de gneises y esquistos son muy abundantes. Estos granitos son tardicinemáticos con la fase III.

Estos granitos están estrechamente ligados al metamorfismo, pues aparecen dentro de la isograda de la sillimanita (todo lo más, dentro de la isograda de la estauroлита, como en el caso del macizo de Lalín, que ha intruido en niveles más altos), y están asociados a zonas de migmatización. El granito adamellítico ha debido formarse por anatexia en zonas profundas, en el momento en que el metamorfismo principal hercínico alcanzó el máximo grado (entre las fases II y III) y ha debido ser llevado hasta su posición actual poco antes de finalizar, aún después, la fase III.

Aunque no cartografiadas, pueden distinguirse en el campo facies de variación, atendiendo al tamaño de grano, sobre todo, de grano fino.

Es característico de estos granitos el llevar asociado un abundante cortejo filoniano: aplitas y pegmatitas con granates, turmalina y, menos frecuentemente, berilo y topacio aparecen en masas irregulares o en filones de tamaño variable. De menor importancia son los filones de turmalinitas, cuarzo-moscovita, etc.

Con respecto al contacto granito-granodiorita precoz, se ha optado por dis-

tinguir una zona media en la que ambas rocas aparecen mezcladas caóticamente, señalándose los contactos allí donde uno de ellos era dominante sobre el otro.

La facies común de estos granitos corresponde a una roca de color generalmente claro, de grano medio a grueso, sin megacrystalos de feldespato potásico. Su textura es granuda hipidiomorfa, y sus minerales componentes, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita, biotita y, como accesorios, apatito, circón y, menos frecuentemente, granate y turmalina.

El cuarzo se presenta en cristales xenomorfos, con extinción ondulante. Se puede encontrar también en inclusiones redondeadas en la plagioclasa y, con más frecuencia, en el feldespato potásico. Forma mirmequitas con la plagioclasa y simplectitas con la moscovita.

Los feldespatos potásicos son también alotriomorfos. Pueden existir perfitas.

Las plagioclasas (An 8) albita (a) oligoclasa (An 8 a 11 por 100) se encuentran en grandes cristales subidiomorfos, a veces corroídos por el cuarzo y feldespato potásico, o en pequeños cristales idiomorfos incluidos en esos mismos minerales. No es frecuente que estén zonadas.

La biotita aparece en pequeños cristales con frecuencia cloritizados y con inclusiones de circón.

La moscovita, generalmente en grandes cristales subidiomorfos, aparece junto a la biotita. También, en pequeños cristales, dentro de las plagioclasas.

El principal accesorio es el apatito, en menor proporción se encuentra el circón y, alguna vez, sillimanita, granates y turmalinas.

La medida de los análisis modales que se han realizado es:

Cuarzo	28,3	por 100
Feldespato K	21,4	»
Plagioclasa	37,6	»
Biotita	2,4	»
Moscovita	9,3	»
Accesorios	1	»

5.2 ROCAS METAMORFICAS

5.2.1 Descripción petrográfica

Las rocas metamórficas que constituyen la Unidad de Lalín se pueden encuadrar en dos grupos: de origen volcánico y de origen detrítico.

Dentro del primer grupo distinguimos: ortogneises y ortogneises hiperalcalinos, anfíbolitas y gneises anfibólicos. Estos dos últimos se incluyen para su descripción en este grupo, sin que pensemos que todos son de origen orto. En algunos casos, éste se ha podido asegurar, ya que se han observado bor-

des enfriados en las márgenes de algunas bandas de anfibolitas o gneises anfibólicos.

Ortogneises.—Sus componentes minerales son: cuarzo, plagioclasa (An 17 por 100), feldespato potásico, biotita; y como accesorios, no siempre presentes, granate, epidota, esfena, anfíbol monoclinico (hornblenda), apatito, circón y moscovita. Los minerales opacos, sobre todo ilmenita, magnetita, pirrotina y piritita son frecuentes en todas las preparaciones.

El cuarzo se presenta en dos formas: como pequeños cristales redondeados y corroídos, dentro de la plagioclasa y del feldespato potásico, o en cristales de talla mayor, xenomorfos.

Las plagioclasas se encuentran en granos alotriomorfos. Suelen tener un contenido en anortita mayor del 15 por 100. Pueden estar macladas, pero son raras las maclas polisintéticas, encontrándose éstas sólo en pequeños cristales subidiomorfos que, junto con los cuarzos pequeños, constituyen la matriz. Incluyen, además de los granos redondeados de cuarzo, granates (tipo II), muy triturados y alineados en la dirección de la S_2 , sobre la que crece la plagioclasa. Otras veces la S_2 , que queda incluida dentro de las plagioclasas, se manifiesta por alineaciones de biotitas y opacos, pudiendo verse en algunas ocasiones estructuras rotacionales.

El feldespato potásico se presenta en cristales alotriomorfos, formando, como algunas plagioclasas, ojos visibles, a simple vista, en algunas muestras. Puede encontrarse también en posición intersticial. Se ha visto también feldespato potásico incluido en las plagioclasas.

Las micas y anfíboles (estos últimos, cuando existen) marcan la esquistosidad de la fase II.

Por lo que se refiere a los granates, hemos distinguido los dos tipos de los autores holandeses [(FLOOR, 1966; DEN TEX y FLOOR, 1967; ARPS, 1970; HILGEN (1971)]: los pequeños, débilmente idiomorfos, zonados y turbios, representantes de un metamorfismo prehercínico, y los de mayor talla, idiomorfos y débilmente rojizos, que crecieron durante el metamorfismo regional hercínico. Otro tipo de granate ha sido identificado: aparece triturado y alineado paralelamente a la dirección de S_2 , no es turbio y está muy débilmente coloreado en rojo. Se conserva el nombre de tipo I para el mismo que describieron los autores citados, y se denominan de tipo III al II suyo, y de tipo II al que nosotros hemos descrito. Los tipos II y III se encuentran dentro y fuera de la Unidad de Lalín, el tipo I sólo dentro de ella.

Ortogneises hipercalinos.—Son prácticamente idénticos a los anteriores, distinguiéndose por la presencia de egrina o riebeckita. Aparecen sólo localmente.

Anfibolitas y gneises anfibólicos.—Ambos tipos de roca están estrechamente ligados entre sí y se pasa de uno a otro gradualmente; los describiremos

conjuntamente, ya que su única diferencia es el contenido en plagioclasa, feldespato y cuarzo, este último más abundante en las segundas.

Presentan textura granoblástica o mematoblástica. Sus componentes principales son anfíbol monoclinico (hornblenda), cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico; como accesorios: epidota, biotita, apatito y esfena. Los minerales opacos están casi siempre presentes.

El anfíbol se presenta generalmente en granos de tamaño medio a fino, subidiomorfos generalmente paralelos a la esquistosidad de fase II. En algunas preparaciones destacan grandes cristales subidiomorfos y muy poiquilíticos sin ninguna dirección preferente.

El cuarzo, como en los ortogneises, se encuentra en granos pequeños y redondeados, que pueden estar incluidos en plagioclasa y feldespato potásico, y en granos xenomorfos de talla mayor.

La plagioclasa aparece en cristales de hasta 2 mm., alotriomorfos, con inclusiones de anfíboles o granates tipo II, orientados paralelamente a la esquistosidad S_2 ; pueden verse frecuentemente estructuras rotacionales. En algunos cristales hemos observado inclusiones de minerales opacos formando pliegues, tratándose entonces de restos de la esquistosidad de fase I.

El feldespato potásico aparece en forma de pequeños ojos, o bien ocupando una posición intersticial.

Las biotitas, junto con los anfíboles, marcan la esquistosidad de la fase II.

Asociadas a las anfibolitas y gneises anfibólicos pueden verse epidotitas, formadas casi exclusivamente por epidota.

Dentro del grupo de las rocas metamórficas de origen detrítico destacan los paragneises y los esquistos. En algunos de los primeros es posible ver una herencia volcánica.

Paragneises.—Son las rocas más abundantes dentro de la Unidad. Los minerales índices crecidos durante el metamorfismo hercínico son, en estas rocas, más abundantes que en las descritas hasta ahora. Estos son: biotita y moscovita, paralelas a la esquistosidad de la fase II, y plagioclasas (An 16 por 100) con abundantes inclusiones de cuarzo y granates tipo II, paralelas a S_2 o con estructuras rotacionales; la plagioclasa es, pues, un mineral tardicinemático, y los granates incluidos en ella serían precinemáticos. La andalucita es generalmente de metamorfismo regional, aunque a veces puede ser de contacto, especialmente en los paragneises que rodean a los granitos de dos micas. La estauroлита, casi siempre idioblástica, presenta también estructuras rotacionales. Los granates son del tipo III y aparecen alterados localmente en óxidos de hierro.

Esquistos.—Exceptuando la plagioclasa y el feldespato, que no existen, los minerales que se forman son los mismos que en los paragneises y con las mismas características.

La roca que constituye la superficie de cabalgamiento de la Unidad de

Lalín está compuesta por cuarzo y mica. Tiene textura casi granulítica, en la que los cristales de cuarzo están alargados y con clara extinción ondulante.

Las rocas metamórficas que se encuentran fuera de la Unidad de Lalín son principalmente esquistos muy ricos en minerales índices del metamorfismo. Hay, además, cuarcitas y esquistos carbonosos, cuarcitas micáceas, rocas piroclásticas, y algún nivel de cuarcitas con granate y anfíbol. Estudiaremos cada tipo empezando por los de menor abundancia.

Cuarcita con granate y anfíbol.—Son niveles muy finos, de 10 a 30 cm., cuarcíticos, con manchas rosadas diseminadas, que corresponden a granates y plagioclasas, y con agujas de anfíboles, verdes, orientadas, por lo que se han denominado también gneises anfibólicos.

Al microscopio, los granates están destrozados y seguramente son anteriores a la fase II. Las micas son muy escasas. El cuarzo domina sobre los demás minerales y es frecuente presente cierta textura granulítica. La plagioclasa es poco abundante y aparece como pequeños granos diseminados en la matriz.

Rocas piroclásticas ácidas.—Se encuentran algunos niveles de metavulcanitas, formados principalmente por micas y con ojos de cuarzo y feldespatos.

Tanto el cuarzo como los feldespatos han sido aplastados, y están rodeados por las micas, moscovita y biotita, que marcan la esquistosidad principal hercínica. Se ven con cierta frecuencia sombras de presión en los extremos de los clastos.

Cuarcitas micáceas.—Están formadas al microscopio por un mosaico de granos de cuarzo, con muy abundantes láminas de mica, sobre todo moscovita.

El hecho de haberse encontrado clastos de cuarzo mayores del resto de los granos de la matriz y redondeados, y al verse siempre estas cuarcitas intercaladas con los niveles de metavulcanitas, hace pensar que están formadas también por restos de material volcánico, muy transformado y alterado, ya que sólo se conserva el cuarzo.

Cuarcitas y esquistos carbonosos.—A veces son primitivas líticas recristalizadas, y su principal característica es la riqueza en material carbonoso, así como una cierta cantidad de sulfuros.

Esquistos pelíticos y cuarcíticos.—Con mayor o menor abundancia de cuarzo, están constituidos fundamentalmente por micas, orientados según la esquistosidad principal hercínica S_2 .

Cuando los esquistos son muy cuarcíticos es frecuente encontrar entre dos planos S_2 una esquistosidad S_1 anterior, plegada y con las micas reorientadas, al menos en la charnela, por la fase II.

La esquistosidad S_2 ha sido afectada por otra esquistosidad S_3 de crenulación o microplegamiento visible, tanto en el campo como al microscopio.

Como minerales índices de metamorfismo aparecen andalucita, estauro-lita, granate y sillimanita.

La andalucita se presenta en cristales muy grandes, a veces subidio-morfos, con bordes irregulares, pues engloban cristales de biotita, mosco-vita y cuarzo que marcan la esquistosidad S_2 . Son, por tanto, postcinemáticos respecto a la fase II y anteriores a la F_{III} , crecidos en el máximo del metamorfismo hercínico.

Los cristales de estauroлита son idiomorfos o subidiomorfos y engloban a veces a la S_2 . Al igual que los de andalucita, presentan un pleocroísmo débil.

Los granates, generalmente alterados, son idiomorfos y frecuentemente crecen junto a los cristales de estauroлита. Están fracturados por la fase III.

La sillimanita, en su variedad fibrolita, se encuentra sólo en enclaves de esquistos dentro del granito.

5.2.2 Condiciones físicas del metamorfismo

El metamorfismo regional hercínico que afectó al entorno de la Hoja, tanto a los esquistos como a las rocas básicas y paragneises de la Unidad de Lalín, sería epi o mesozonal de presión intermedia.

Se encuentran las siguientes asociaciones típicas:

En la facies de las anfíbolitas:

Estauroлита-andalucita-almandino,
Sillimanita-estauroлита-almandino.

En la facies de los esquistos verdes:

Biotita-moscovita-clorita,
Almandino-biotita-clorita,
Andalucita-almandino-biotita.

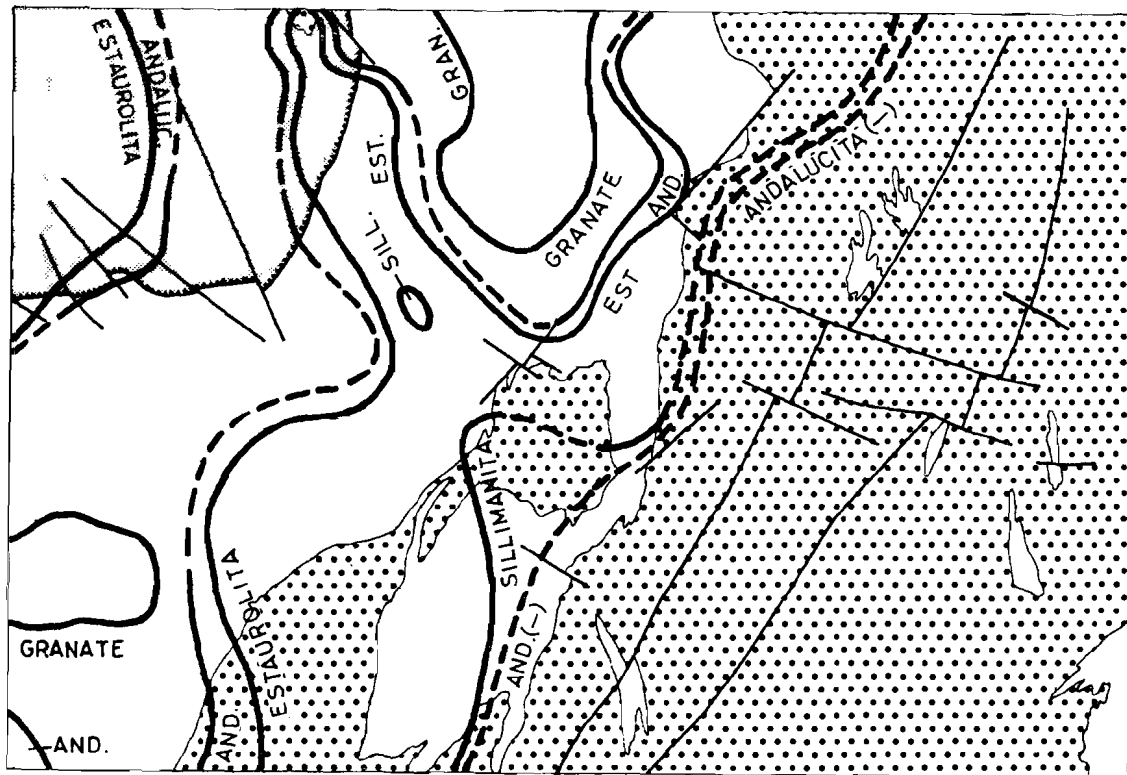
Las isogradas (esquema 3) resultan perfectamente paralelas, y las de andalucita y estauroлита se encuentran muy próximas entre sí.

En una estrecha banda coexisten sillimanita y andalucita antes de la isograda de andalucita (—), es decir, desaparición de este mineral para dar sillimanita, lo que corresponde a una franja muy restringida en un gráfico presión-temperatura.

La serie de facies es intermedia entre las de los tipos clásicos de meta-morfismo regional de Barrow y Abukuma, y sería comparable a la citada en Northern New Hampshire caracterizada por las asociaciones:

Estauroлита-andalucita,
Estauroлита-sillimanita,

sin aparición de cordierita ni distena.



Esquema 3.—Isogradas de granate, andalucita, estauroлита, sillimanita y andalucita (—). Punteado fino: Unidad de Lalín. Punteado grueso: granito y granodiorita.

6 METALOGENIA

La paragénesis de las pegmatitas de litio (FP) que aparecen en el borde occidental de la Hoja de Lalín, en las cercanías de Villatuje (Hoja núm. 153), es la siguiente:

Albita.—Es el constituyente principal de las pegmatitas. Blanca e incolora, se presenta en cristales de grano fino a medio, así como dando lugar a intercrecimientos con feldespato potásico. Los cristales grandes suelen acompañar a la espodumena, mena de litio de la pegmatita.

Feldespato potásico.—Menos abundante, aparece formando grandes cristales de más de 5 cm. de longitud, con estructuras peritéticas debidas a evoluciones de feldespato sódico. También existe en cristales de grano fino e intersticial.

Cuarzo.—Es muy abundante, llegando a formar hasta el 50 por 100 de la pegmatita. Se observan varias generaciones de cuarzo, mostrando muchos cristales una fuerte extinción ondulante.

Moscovita.—Se encuentra moscovita de grano fino distribuida por toda la pegmatita, aunque no suele presentarse en las vetas ricas en espodumena y cuarzo. Parte de este mineral corresponde a la variedad gilbertita.

Espodumena.—Se encuentra en grandes cristales idiomorfos de hasta 30 cm. de longitud, así como en pequeños cristales diseminados en la albita, en las facies aplíticas.

Casiterita.—Muy rara, aparece junto con la albita, cuarzo y moscovita, en pequeños cristales. Muy escasa o ausente en las zonas ricas en espodumena.

Berilo.—Cristales prismáticos de tono verde claro o amarillento que suelen presentarse junto con la albita granuda, cuarzo, moscovita y casiterita.

Apatito.—Se encuentra en pequeñas cantidades, siempre en cristales idiomorfos muy pequeños, repartidos por toda la roca.

Turmalina.—Es muy rara, y se presenta en pequeños cristales prismáticos.

Topacio.—Se han encontrado también cristales negros muy pequeños.

Pirita y calcopirita.—Se dan raramente en las pegmatitas y son más frecuentes en los filones de cuarzo.



Foto 1.—Esquistosidad S_2 plegada por la fase II. Esquistosidad principal S_1 paralela a la cerilla. Km. 602 carretera de Santiago a Zamora.



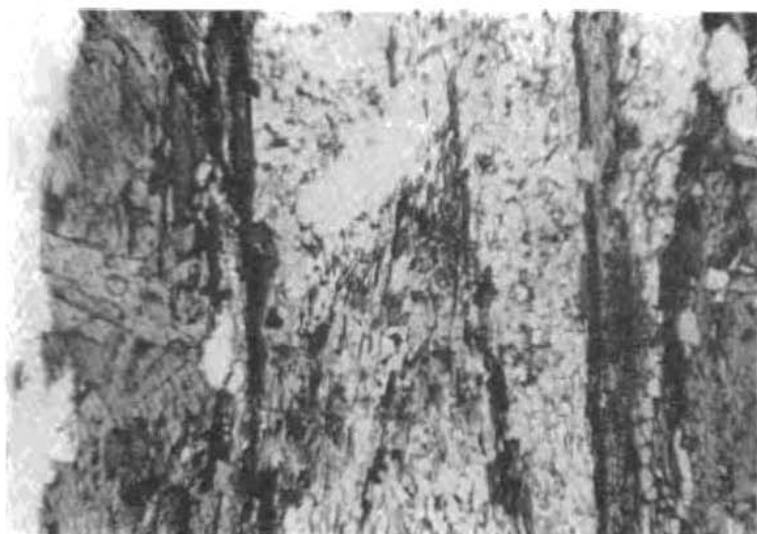
Foto 2.—Esquistosidad S_2 superpuesta a otra anterior (S_1). Km. 602 carretera de Santiago a Zamora.



Foto 3.—Micropliegues imbricados de fase III, cerca de Castro, Km. 595 carretera de Santiago a Zamora.



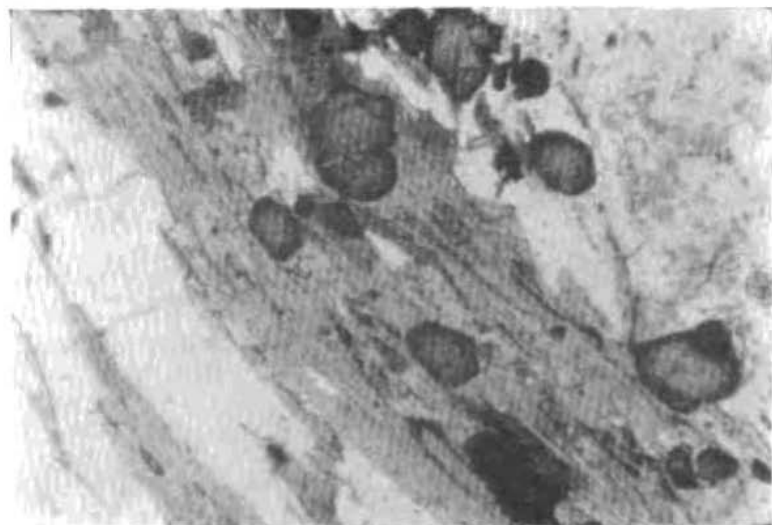
Foto 4.—Micropliegues de fase IV acompañados por una esquistosidad S_4 de fractura. Carretera de Lalin a Carballino, próxima al Km. 13.



Microfotografía 1.—Esquistosidad S_1 plegada y con las micas reorientadas en la charnela por la fase II. Esquistosidad S_2 vertical en la foto. Km. 602 carretera de Santiago a Zamora. (Nicoles paralelos, $\times 50$.)



Microfotografía 2.—Porfidoblasto de albita con estructura rotacional. Sintecónico con la fase II. Esquistos Infraordovícos. Km. 16 carretera de Silleda a Carballino. (Nicoles cruzados, $\times 145$.)



Microfotografía 3.—Granites turbios, zonados, subidiomorfos en un paragneiss dentro de la Unidad de Lain. Km. 103 carretera nacional Vegadeo a Pontevedra. (Nícoles paralelos. $\times 50$.)

Molibdenita y Arsenopirita.—Se encuentran frecuentemente dentro de los filones de cuarzo tardíos que ocupan, a veces, la parte central de la pegmatita.

El dique de pegmatita suele estar zonado, estando constituidos los bordes principalmente por cuarzo y feldespato, que no suelen estar mineralizados, y el centro por los grandes cristales de espodumena, acompañados por albita y cuarzo.

Hacia el centro, aparecen además facies aplíticas constituidas por cuarzo, albita de grano fino, moscovita, casiterita, berilo y apatito. En forma aislada, y ocupando el centro mismo del dique, se encuentran venillas de cuarzo con molibdenita, arsenopirita y algunos sulfuros.

Esta asociación mineral y sus condiciones de yacimiento son muy parecidas a las que encuentra B. J. HENSEN (1967) para las pegmatitas de Doade, situadas algo más al Oeste. Análogamente se podría establecer para las pegmatitas de Lalín el siguiente esquema paragenético.

En la primera fase pegmatítica domina el feldespato potásico; en la segunda, albita y espodumena en grandes cristales, junto con cuarzo; y en la última, albita y espodumena de grano fino con moscovita, cuarzo y accesorios.

El filón de cuarzo mineralizado de Saborida, de dirección NE-SO. muestra la siguiente paragénesis: blenda, pirita, galena, calcopirita y schapbackita.

	FASE PEGMATITICA			FASE HIDROTHERMAL
	A	B	C	
Albita	X	X	X	X
Feldespato potásico	X	X	X	X
Cuarzo	X	X	X	X
Moscovita		X	X	X
Espodumena		X	X	
Casiterita			X	
Berilo			X	
Apatito			X	X
Turmalina			X	
Pirita y calcopirita			X	X
Molibdenita				X
Arsenopirita				X

Aunque no se ha probado que exista una relación geoquímica entre los granitos de dos micas y estas mineralizaciones, la presencia de una cierta

filonitización en ambos y la ausencia de ésta en las granodioritas de megacristales que intruyeron con posterioridad más al Sur, lleva a pensar en una génesis de las pegmatitas y de los filones a partir de los fluidos residuales de los granitos de dos micas.

El emplazamiento de los diques y filones sería inmeditamente posterior a la intrusión del granito, aprovechando zonas de debilidad en los esquistos, y dando varios filones satélites, perpendiculares al principal, que tiene un recorrido de más de 10 Km. y del que sólo aparece en la Hoja el extremo superior, dentro de la Unidad de Lalín.

7 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.
- BOILLOT, 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. Paris.
- BOILLOT, 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. Paris.
- 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. Paris.
- 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. Paris.
- (1936).—«Le Dévonien moyen et supérieur du León [Espagne].» *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 202, pp. 1198-1200. Paris.
- (1937).—«La série cambrienne et silurienne du León [Espagne].» *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 204, pp. 604-606. Paris.
- (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. Paris.
- DELEPINE, G. (1928).—«Sur l'âge des grés du Naranco (Asturies).» *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 187, pp. 239-241. Paris.
- (1932).—«Sur la présence d'une faune givétienne en Asturies [Espagne].» *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, vol. XV, pp. 204-206. Paris.
- DUBAR, G. (1925).—«Note sur les formations du Lías et du Jurassique supérieur dans les Asturies.» *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 180, p. 216. Paris.
- (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 Lías 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 inférieur dans les calcaires dolomitiques de la région 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 (Riosseco).» *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-Hercyninne 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 tectoniques 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 Stringocefálicos 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.
- MELENDEZ, 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 Prävaris zischer 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-3



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA