



IGME

147

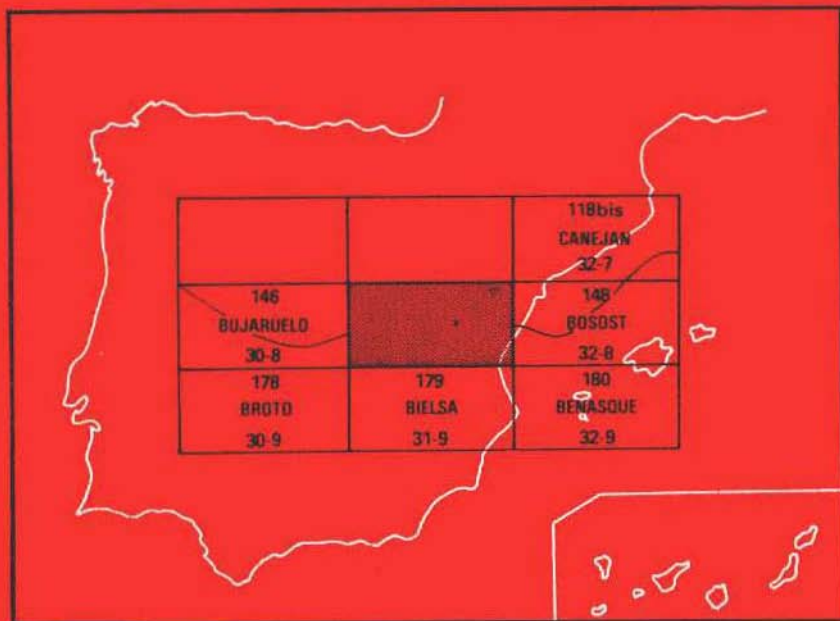
31-8

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

LIENA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

LIENA

Segunda serie – Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por el Grupo de Trabajo de la Cátedra de Geología de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid en colaboración para la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., a cargo de D. Antonio Barnolas.

Los componentes de dicho Grupo que han intervenido en su realización son:

Luis María Ríos Aragüés, Dr. Ingeniero de Minas.
José María Lanaja del Busto, Ingeniero de Minas.
Francisco José Beltrán Cabrera, Ldo. en Ciencias Geológicas.
José Miguel Ríos Mitchell, Ingeniero de Minas.
Francisco José Mañán Blanco, Ingeniero de Minas.

Las muestras han sido estudiadas en la E.T.S. de Ingenieros de Minas de Madrid, las de petrología por Amado Cueto de la Cátedra de Minerología y Petrología, y las de Macropaleontología por Hermenegildo Mansilla de la Cátedra de Paleontología.

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 - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M-32172-1982

SSAG. Industria Gráfica - C/. Lenguas, 4-3.º - Madrid-21 (Villaverde)

1. INTRODUCCION

1.1. RASGOS GEOLOGICOS

La presente Hoja está situada en la llamada Zona Axial de los Pirineos en el límite con Francia, que es la línea de crestas divisoria de aguas atlánticas y mediterráneas.

Está constituida fundamentalmente por terrenos detríticos del Cambroordóvico y Silúrico, y pelíticos y carbonatados del Devónico.

En ella están presentes en parte los macizos graníticos de Bielsa y de Lys-Cailaouas y las áreas de metamorfismo regional con ellos relacionadas.

1.2. ANTECEDENTES

Destacamos los trabajos que han contribuido más directamente al conocimiento de la hoja. CLIN (1959) aporta la primera cartografía moderna de la zona fronterizas. El granito de Lys en la parte oriental de la hoja es estudiado por WENNEKERS (1968) y CLIN y otros (1963). La parte occidental en relación con el manto de Gavarnie es estudiada por VAN LITH (1965). La zona del Cinqueta entra dentro del trabajo de GROEN (1978). En la parte francesa fronteriza están los estudios de TROUILLER (1976) y RODDAZ (1977) en las áreas de Barroude y Rioumajou respectivamente.

Hay que contar también con la información recogida en los Campamentos para Prácticas de Geología de la Escuela T. S. de Ing. de Minas de Madrid que han sintetizado L. M. RIOS y otros (1979).

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. CAMBRICO-ORDOVICICO

2.1.1. Pizarras negras (CA)

La formación más antigua aflorante en la hoja se compone de pizarras negras que afloran con un espesor de unos 700 m. en la zona fronteriza del alto Cinqueta y del barranco de Añes Cruces constituyendo el núcleo del anticlinal de Fredancon (CLIN 1959) (TROUILLER 1976) dentro del área metamórfica de la andalucita y estauroлита.

2.1.2. Cuarcita blanca (CAq)

Dentro de las pizarras anteriores destacan unas intercalaciones de cuarcitas de tonos claros, a veces muy puras y blancas, de 10-20 m. de potencia. Presentan una apariencia lentejona por causas sedimentarias y/o más probablemente tectónicas. El afloramiento más espectacular es el de la cabecera del Cinqueta que dibuja un anticlinal hectométrico en la pared de la margen oeste del río, núcleo probablemente del anticlinal de Fredancon.

2.1.3. Cuarcitas, cuarzoesquistos, pizarras (O)

Constituyen una megasecuencia de unos 1.300 m. de potencia en afloramiento cuyo detritismo se va afinando en conjunto hacia arriba, en cuanto a granulometría y espesor de bancos. En ella están presentes todas las litologías desde cuarcitas a pizarras pasando por cuarcitas menos puras con esquistosidad de crenulación, cuarzoesquistos con esquistosidad de flujo y esquistos cuarzosos.

Las cuarcitas, de tonos pardoamarillentos en bancos centimétricos a métricos, son predominantes hacia la parte inferior de la serie. A veces presentan esquistosidad de crenulación debido a un cierto contenido arcilloso original lo que les da una textura en fajeado milimétrico característica. A medida que se sube en la serie se hacen más abundantes los esquistos cuarzosos alternando con los cuarzoesquistos llegando a aparecer tramos de varios metros de pizarra gris-beige. En la parte alta es característica la presencia de la estratificación milimétrica, tanto en el campo como en lámina delgada, materializada por nivelillos más claros de mayor contenido en cuarzo alternante con nivelillos también milimétricos de pizarra sin o con poco cuarzo. En el valle del Cinqueta este tramo superior se ha cartografiado aparte (Op-q).

En el valle de Riomajou, al otro lado de la frontera, aflora en la base de la serie un tramo con conglomerados (CLIN 1959) (TROUILLER 1976), que no encontramos

en la parte española. Únicamente en la margen Este del Cincueta los niveles basales contienen cuarcita conglomerática, que pueden ser correlacionables.

En la parte alta de la serie hay otros conglomerados también de localización concreta. En la margen E. del río Cincueta enfrente de la borda del Gato, en la parte basal de la formación Op-q, hay dos pasadas de conglomerado intercaladas en pizarras. Los elementos son de cuarcita blanca y están estirados por la tectónica. La pasada inferior tiene 15 m. de potencia y la talla máxima de los elementos 10 cm.; la pasada superior 1 m. y 2 cm. respectivamente.

En el mismo paraje pero en la margen opuesta del río, que probablemente está recorrido por una falla aflorante al Sur hay un anticlinal sinforme en la parte alta de los cuarzoesquistos (O). En el núcleo de dicho sinforme hay una pasada de algunos metros de caliza en bancos de 1 dm. más o menos arcillosos, en parte anfíbolizada por el metamorfismo regional.

Más hacia el Oeste, en la zona de Urdiceto, se han diferenciado en cartografía (Oc) otros niveles calizos en situación estratigráfica comparable.

2.1.4. Cuarcitas (Oq)

En la zona occidental de la hoja, la parte inferior de la formación (O) anterior tiene un desarrollo considerable de cuarcitas (650 m.) que se han cartografiado aparte. Se presentan en bancos de algunos decímetros de pátina parda y también blanca en la parte superior, con finas separaciones de micacitas.

Las cuarcitas son bastante puras sin esquistosidad aparente salvo en la parte superior donde el contenido en micas aumenta.

2.1.5. Alternancia milimétrica pizarra-cuarcita y tramos de pizarra (Op-q)

Como ya hemos explicado en el apartado 2.1.3. en la zona del Cincueta se ha separado en la parte alta de la formación O, un conjunto de unos 300 m. de potencia en afloramiento, cuyo criterio de diferenciación ha sido el siguiente: pizarras gris-beige con tramos potentes finamente estratificados debido al mayor o menor contenido en cuarzo y ausencia de cuarcitas en bancos diferenciados.

En el resto del área esta facies no aparece tan clara debido probablemente al mayor metamorfismo.

2.1.6. Pizarra (O-S)

Unos 300 m. de pizarra gris oscuro. En ellas es posible detectar la estratificación por la presencia esporádica de nivelillos (1 mm.) claros con contenido en cuarzo. Hacia arriba pasa gradualmente a las pizarras negras carbo-

nosas del Silúrico (S) finamente fisibles, mucho más tectonizadas en general, y de morfología más blanda. El límite cartográfico entre una y otras no está por lo tanto en muchos casos bien definido.

2.1.7. Caliza (Oc)

En la zona de Urdiceto se han diferenciado dos afloramientos de caliza en situación estratigráfica comparable al descrito en el apartado 2.1.3.

Uno de ellos en el pico Urdiceto (pic de l'Espade en los mapas franceses), tiene unos 10-20 m. de potencia y consta de bancos de 1 dm. alternantes de caliza arcillosa gris y pizarra calcárea.

El otro nivel está en contacto con el granito de Bielsa en la margen norte del barranco de Urdiceto y tiene un aspecto diferente. Es una caliza marmórea, de pátina blanca, aspecto masivo aunque tiene pasadas (1 dm.) de metapelita. En el punto de espesor máximo éste es de 50 m.

2.1.8. Edades

En los Pirineos la serie detrítica comprendida entre las pizarras ampelíticas con Graptolites del Silúrico y los macizos gneísicos supuestamente Precámbricos se ha atribuido al Cámbrico y Ordovícico. En esta serie se ha datado abundantemente el Caradoc y el Ashgill y más raramente el Llandeilo (ver recopilaciones en CLIN 1959, HARTEVELT 1970, CLIN y otros 1970, ARCHE 1971).

Apoyándose en correlaciones litológicas con el Cámbrico y Ordovícico fósilíferos de la Montaña Negra, CAVET (1957) situó el límite probable entre y otro sistema. La parte inferior de la serie («Serie de Canaveilles») la atribuye al Cámbrico (CAVET 1951, Arqueociátidos) y la parte superior, con mayor contenido en cuarcita, («schistes de Jujols») al Ordovícico.

En la gran mancha de Cambro-ordovícico a la cual pertenece el de la hoja, CLIN (1959), DONNOT y GUERANGE (1969), ARCHE (1971) y TROUILLER (1976) describen un nivel de conglomerados, base del tramo con cuarcitas, un millar de metros por debajo del Silúrico, situándolo en la base del Ordovícico (Tremadoc?, Arenig?). Nosotros correlacionamos dicho nivel con la base de nuestra formación O.

En los Pirineos en general y en las zonas más próximas en particular (DESTOMBES, 1953; RODDAZ 1977, y autores citados) se describen frecuentemente en el Caradoc y Ashgill otros niveles de conglomerados y de calizas. Esa es la edad que suponemos para los nuestros de la parte alta de la serie cuarzosa, sin que nos atrevamos a hacer una correlación precisa con determinados niveles o formaciones de otras áreas que toman diferentes denominaciones locales (HARTEVELT 1970).

Las pizarras de la parte superior (O-S) es posible que comprendan una parte del Silúrico dado que el paso entre una y otra formación es gradual y que en los

esquistos ampelíticos de áreas limítrofes los niveles de Graptolites más bajos que se encuentran son del Llandovery superior (DESTOMBES 1953, Alto Garona) o Llandovery medio (DEGARDIN 1977, Benasque).

2.2. SILURICO

2.2.1. Pizarra ampelítica (S)

Son pizarras negras grafitosas con abundante pirita, fisibles, por su plasticidad muy tectonizadas en general. Por ello su espesor es difícil de evaluar. Este puede ser del orden de 500 m.

Desde el punto de vista geoquímico (KLEINSMIEDE 1960) se caracterizan por un contenido bajo en sílice (<50%) y contenidos altos en carbono, alúmina, hierro (pirita) y potasio.

Debido a esa composición presentan frecuentemente en afloramiento, sobre todo en zonas húmedas, eflorescencias blancas aluminosas y amarillentas, y los derrubios con ellas relacionados suelen estar cementados por limonita.

2.2.2. Caliza carbonosa (Sc)

Hacia la parte alta de las pizarras ampelíticas aparece un tramo constituido por uno o varios bancos de 0,5-5 m. de caliza negra de aspecto carbonoso con *Orthoceras* y *Cardiolas* intercalados en las pizarras. Este es un nivel característico en el Silúrico pirenaico.

Lo hemos diferenciado en la zona de Añes Cruces y en la cresta al N. del pico Blanco, pero aparece también de forma discontinua en la base de los pliegues devónicos al N. del Posets (parte oriental de la hoja).

2.2.3. Edades

En la región de Benasque contigua DEGARDIN (1977) ha encontrado Graptolites que van desde el Llandovery medio al Ludlow superior. Las calizas con *Orthoceras* empiezan a aparecer en el Wenlock superior y puede haber recurrencias hasta el Pridoliense terminal (DEGARDIN y PARIS 1978) confundándose con la base de la alternancia caliza-pizarra (D₁) del Devónico (DEGARDIN y WATERLOT 1974, DEGARDIN 1978, L. M. RIOS y otros 1979).

2.3. DEVONICO

Aparece principalmente en la parte oriental de la hoja donde está intensamente plegado (pliegues al Norte del Posets). Debido al engrosamiento de charne-

las y estiramiento de flancos, en las descripciones a continuación daremos un valor estimado medio de los espesores de las formaciones.

2.3.1. **Alternancia pizarra-caliza** (D₁p-c)

Alternancia (dms. a ms.) de calizas gris oscuro a gris beige más o menos arcillosas y pizarras gris oscuro a veces algo calcáreas, Solamente hemos encontrado artejos de Crinoideos y algunos pequeños Orthoceras inclasificables.

Equivale a la formación RUEDA de MEY (1967).

El espesor medio es de 150 m.

2.3.2. **Caliza masiva** (D₁c)

La formación anterior pasa hacia arriba a caliza grs gruesamente estratificada de pátina blanca y aspecto masivo en el paisaje. Persisten finas intercalaciones de pizarra de preferencia en la base. Solamente se han visto artejos de Crinoideos.

Equivale a la formación BASIBE de MEY (1967) y WENNEKERS (1968).

El espesor medio es de unos 250 m.

2.3.3. **Caliza masiva** (D₁)

En la parte occidental de la hoja, es decir en el manto de Gavarnie, sobre el Silúrico de la suela del manto a veces prácticamente desaparecida por laminación, viene un conjunto de caliza gris de pátina blanca de unos 300 m. de potencia, gruesamente estratificada, de aspecto masivo. Equivale probablemente a las dos formaciones anteriores por cambio lateral de facies de la inferior. VAN LITH (1965) observó localmente transiciones laterales a la facies alternante («barrégiene») en la Sierra de Espierba y en el Circo de Barrosa. Este autor, siguiendo a CLIN (1959), la atribuye al Devónico inferior.

2.3.4. **Pizarra** (D_{1,2}p)

Pizarras grises con raras pasadas de caliza arcillosa (1 m.).

El espesor medio es de unos 150 m.

Equivale a la formación Fonchanina de MEY (1967) y WENNEKERS (1968).

2.3.5. **Caliza en bancos** (D₂c)

Esta formación, bien desarrollada en las hojas de Bielsa y Benasque, es una alternancia de pátina amarillenta en el paisaje, de caliza caliza arcillosa (calcoesquis-

to) en bancos centimétricos a decimétricos y pizarras en bancos centimétricos. Las calizas son de color gris, a veces gris claro verdoso o amarillento. Corresponde a la facies versicolor «pseudogriotta» de la hoja de Benasque. Este aspecto se hace menos reconocible en las proximidades de los granitos debido al metamorfismo de contacto. Este es el caso de los afloramientos del ángulo SE. de la hoja que atribuimos a esta formación.

El espesor medio se puede estimar en unos 100 m.

Corresponde a la formación Mañanet de los geólogos de Leiden en la serie del tipo Sierra Negra-Baliera (MEY 1967, 1968; HARTEVELT 1970; HABERMEHL 1970) en la hoja de Benasque.

2.3.6. Pizarra (D₂p)

En las hojas de Bielsa y Benasque encima de la formación anterior prosigue la misma facies de pizarras de la formación Fonchanina (pizarras de Eriste-Cerler), con un espesor de cientos de metros que hacia arriba presentan finas intercalaciones arenosas.

En el ángulo SE. de la hoja hemos representado en esta formación pequeños afloramientos de pizarras que interpretamos como suprayacentes a las calizas replegadas de la formación anterior.

2.3.7. Edades

En el área de Benasque A. ARCHE (1971) situó, por correlación con otras zonas del Pirineo, la formación Rueda en el Gedinense, la formación Basibé en el Siegeniense-Emsiense y la formación Mañanet en el Eifeliense.

Según el estudio de conodontos de K. T. BOERSMA (1973) del Devónico del Pirineo Central español, en la zona del río Segre la formación Rueda es de edad Gedinense y la formación Basibé Gedinense somital hasta más o menos el límite entre el Emsiense inferior y el superior. El límite Emsiense-Eifeliense estaría dentro de la formación Fonchanina.

En el área de Benasque-Cerler, encima de la formación Mañanet vienen las pizarras (equivalentes a la formación Civis de HARTEVELT, 1970) que no son carboníferas como se pretendía anteriormente sino devónicas (GROOS y otros 1972, L. M. RIOS y otros 1979). Sobre ellas todavía vienen las que hemos llamado calizas del paso Devónico-Carbonífero en las que el Fameniense está presente (L. M. RIOS 1977). La correlación (BOERSMA 1973) de la formación Mañanet de la serie del tipo Sierra Negra-Baliera, con la totalidad de la formación Compte, de la serie del tipo Compte, es errónea. La caliza de la formación Compte tiene una edad (BOERSMA 1973) que va desde el Eifeliense terminal al Viseense. Pensamos que en el corte de Castells (BOERSMA 1973), que sirve de puente entre los dos tipos de

serie, el conjunto que se ha denominado Mañanet debe restringirse a la parte inferior versicolor en la que el Eifeliense está presente.

2.4. TRIASICO

2.4.1. Areniscas y limolitas rojas (P-T_{G1})

Tiene una potencia de unos 150 m. como máximo de areniscas de 1-2 m. rojas o rosas y limolitas rojas. Las areniscas se componen de granos de cuarzo y moscovita en una matriz sericítico arcillosa. Presentan un conglomerado de base de 1 ó 2 m. con abundantes elementos del substrato granítico o cuarcítico.

Corresponden a lo que tradicionalmente se viene llamando Permotrias aunque es probable que solamente se trate del Bunt en esta zona.

2.4.2. Margas yesíferas, caliza tableada (T_{G2-G3})

Arcillas rojas y amarillas, yesíferas, que engloban masas de ofitas, calizas o dolomías grises tableadas en bancos de 10-30 cm. de facies Muschelkalk y carniolas.

2.5. CRETACEO SUPERIOR

2.5.1. Caliza (C₂₁₋₂₆)

Se presenta de manera discontinua como basamento, más o menos laminado, del manto de Gavarnie en la parte oriental de la hoja y viene en contacto sedimentario sobre el Triásico o sobre el granito del autóctono.

En la base aparecen 2-4 m. de dolomías arenosas ocreas asociadas localmente a calizas dolomíticas con *Prealveolina* (Cenomanense).

Encima viene un conjunto de pátina gris claro que puede llegar a tener un centenar de metros en la parte sur, de caliza en gruesos bancos gravelosa algo arenosa con algunos *Hippurites* y *Radiolites* y microfauna Santoniense (*Lacazina*, *Vidalina*, *Dictyoprella*, *Nummofallotia*, etc.).

El tramo inferior dolomítico puede faltar empezando la serie por la caliza gravelosa.

2.6. CUATERNARIO

Hemos diferenciado derrubios de ladera (QL) y aluviones (Q A1), estos últimos en el río Barrosa.

En la zona de los lagos de Machimala (valle glaciar colgado) hay depósitos de morrena de elementos y bloques cementados por limolita que constituyen el cierre natural del lago inferior (QM).

3. TECTONICA

3.1. RASGOS ESTRUCTURALES HERCINICOS

La parte norte de la hoja en la región del Cinqueta y Añes Cruces está ocupada por un anticlinal de dirección N. 115 E., descrito por CLIN (1959) y TROUILLER (1976) («anticlinal de Fredancon») en cuyo núcleo afloran las pizarras atribuidas al Cámbrico.

Más al Sur, en la parte central, está un sinclinal o sinclinorio, de la misma dirección, en donde aflora la extensa mancha de Silúrico. Es una estructura kilométrica que igualmente se prolonga en Francia («sinclinal de Moudang», BRESSON 1903, CLIN 1959, RODDAZ 1977).

En el flanco norte de este sinclinal, hacia el Este, aparece una flexura de dirección N. 100 E. (hundimiento al Sur) que luego pasa a ser una falla (falla del puerto de Gistain) que separa el Ordovícico y granito de Lys al Norte, del Devónico al Sur, y se prolonga largamente en la hoja de Bosost.

Este Devónico está intensamente plegado en estructuras hectométricas de planos axiales subverticales teniendo en la proximidad de la falla o flexura un fuerte buzamiento al Sur. Los pliegues contornean por el Norte al macizo granodiorítico del Posets (figura 1 adjunta) apretándose isoclinalmente entre dicho macizo y el de Lys.

3.2. ANALISIS ESTRUCTURAL

Hemos considerado en la región (L. M. RIOS y otros, 1979) dos fases tectónicas hercínicas que tienen una repercusión notable en la geometría de las capas y que llamamos segunda y tercera fases.

La segunda que es la principal va acompañada de una esquistosidad de flujo en las pizarras y de presión disolución en las calizas, esta última en el Devónico. En las cuarcitas del Ordovícico aparece una esquistosidad de crenulación cuando tienen cierto contenido arcilloso original.

Los pliegues de planos axiales más o menos Este-Oeste son vergentes al Sur y tienden a ser isoclinales, carácter que se acentúa en el Ordovícico donde la esquistosidad frecuentemente es subparalela a la estratificación.

Al Sur de la granodiorita de Los Millares (fig. 1) el buzamiento de los planos axiales de los pliegues de fase 2 en Devónico es alrededor de 20 grados al Norte. Los ejes y lineaciones correspondientes están fuertemente dispersos dentro del plano de esquistosidad lo que parece indicar la existencia de una deformación

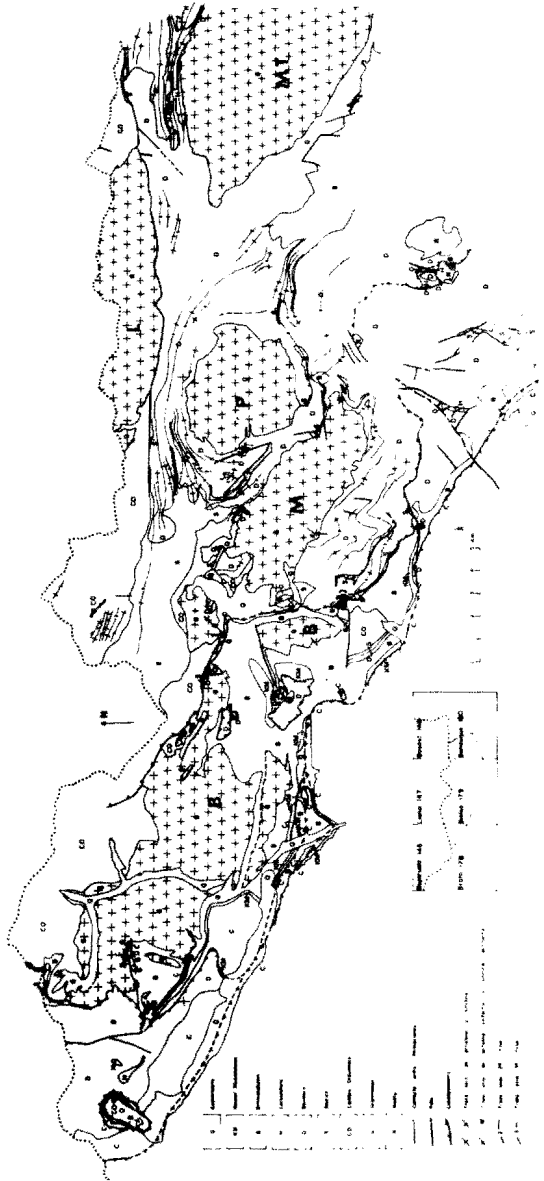


Fig. 1 Mapa estructural del Paleozoico de Bielsa-Benasque. Macizos graníticos: M Millares, P Posets, L Lys, B Bielsa, MT Maladeta.

previa más o menos transversa respecto a la fase 2 y que se corresponde con la primera fase citada frecuentemente en la literatura como de dirección N.-S. La granodiorita de Los Millares es claramente secante a estos pliegues de fase 2.

Por el contrario, y ya dentro de la hoja de Liena, los pliegues del Devónico que contornean la granodiorita del Posets se han producido en relación con el proceso de intrusión de dicha granodiorita.

La falla o flexura del puerto de Gistaín, límite sur del macizo granítico de Lys, es simultánea o anterior a estos pliegues ya que la presencia de este macizo condiciona el apretamiento de los mismos. En los puntos donde se ha observado el borde sur rectilíneo del macizo de Lys (hoja de Bosots) no se observa plano de falla ni estrías y sí, en cambio, una franja estrecha de unos 10 m. donde las capas pelíticas del Devónico pierden su esquistosidad sufriendo una cataclasis seguida de una recristalización del cuarzo y crecimiento de micas (moscovita). El granito de la banda cercana a este contacto muestra así mismo una intensa cataclasis.

La causante de los pliegues del Norte y Noroeste del Posets es la fase 3 también llamada fase de verticalización. En el Devónico del barranco de Añes Cruces se pone de manifiesto que la esquistosidad de plano axial de dichos pliegues es posterior a una esquistosidad de flujo que corresponde a la fase 2. De S. a N. se observa en dicho barranco que la esquistosidad S_3 de crenulación pasa a esquistosidad de flujo al aproximarse a la línea de la flexura del puerto de Gistaín (donde debe localizarse la máxima deformación) borrándose los vestigios de la esquistosidad S_2 . La esquistosidad S_3 se refracta comportándose la caliza como más competente que la pizarra.

En el área del Cambro-Ordovícico también quedan registradas las fases 2 y 3.

En la zona del túnel de Bielsa y Puerto Viejo la esquistosidad S_2 es paralela a la estratificación de la serie que constituye un monoclinial buzante al N. en el que no se observan repliegues.

En la zona del Cinqueta (corte II-II', formación O) la esquistosidad S_2 tiene prácticamente la misma dirección que la esquistosidad pero buza algunos grados menos. Esta disposición se explica por un basculamiento posterior hacia el Sur de todo el conjunto en la fase 3 de verticalización, es decir cuando se produce el anticlinal de Fredancon y el sinclinatorio de Moudang. La serie de repliegues al SE. del pico Culfreda están producidos también por la fase 3, así como los de Añes Cruces.

Durante la fase 2 el conjunto del Cambro-Ordovícico permaneció probablemente subhorizontal produciéndose pliegues tendidos vergentes al Sur muy isoclinales como el anticlinal que se observa en las bordas del Gato. Este anticlinal posteriormente, en la fase de verticalización, se dispuso en sinforma.

Una idea aproximada de las directrices tectónicas de la fase 2 en el Ordovícico del río Cinqueta nos la da el estereograma adjunto (fig. 2) donde se han representado las lineaciones de intersección S_0 - S_2 después de simple abatimiento alrededor del eje N. 115 E. de fase 3, supuesto horizontal. Estas se agrupan entre N. 120 E. y N. 130 E.

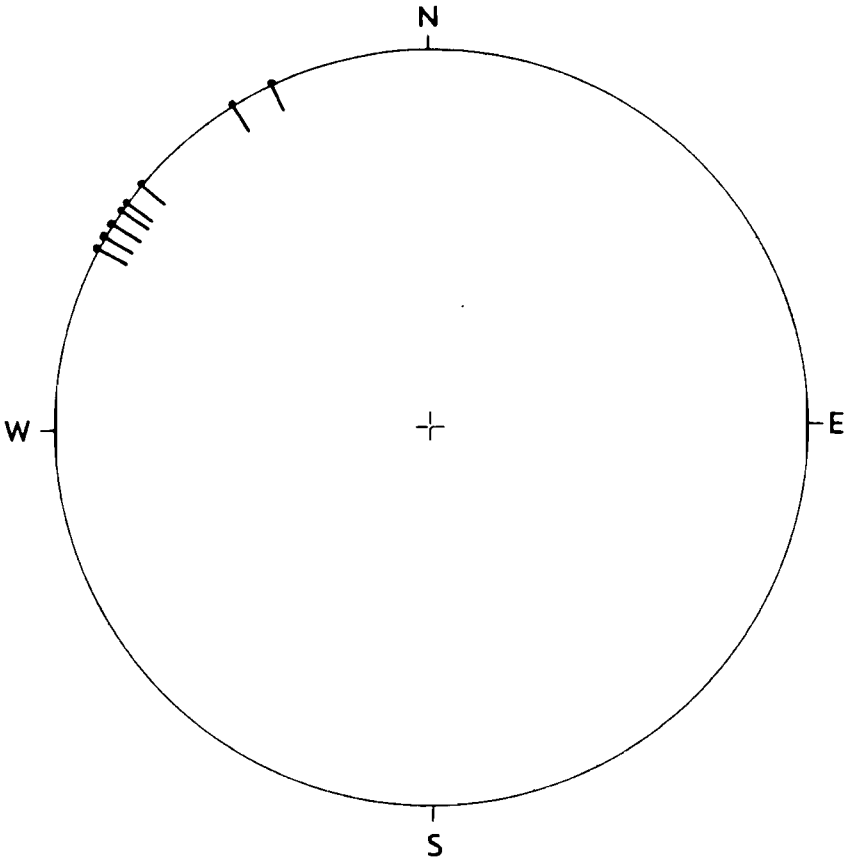


Fig. 2

En relación con las grandes estructuras de fase 3 en el Cambro-Ordovícico (anticlinal de Fredancon, sinclinatorio de Moudang) no se observa una esquistosidad generalizada. Localmente se ve alguna esquistosidad de crenulación y algunos pliegues en acordeón centimétricos que pueden atribuirse a esta fase.

El metamorfismo regional más intenso coincide y precede a la fase 2 principal. En el esquema del lateral izquierdo de la hoja se han representado las áreas con moteado (biotita, andalucita) que corresponden a las zonas de ascensión de las series metamórficas profundas de acuerdo con los dos flancos del sinclinatorio de Moudang. La disposición de la esquistosidad S_2 está también de acuerdo con este movimiento producido en la fase 3.

3.3. TECTONICA ALPINA

La tectónica alpina produce principalmente fallas tendidas de cabalgamiento. La más importante es la de base del manto de Gavarnie (Silúrico y Devónico de la parte occidental de la hoja). En la parte central está la falla de Urdiceto prolongación de la del collado de Sahún en la hoja de Bielsa que delimita una unidad cabalgante (unidad del Posets-Box) independiente de la del manto de Gavarnie e inferior a ella. En el lago Urdiceto el plano de cabalgamiento se enraiza con un buzamiento de unos 45 grados y más hacia el NW. se amortigua en el área de Machimala.

Otras pequeñas fallas inversas, atribuibles a la tectónica alpina, son la de la Peña Blanca (Tucó de Mommour) y la del pico Culfreda (pic de Cauarere).

La deformación penetrativa alpina se observa en los materiales del Bunt y del Cretáceo afectados por una esquistosidad de flujo (sericita-clorita) subparalela a la superficie de base del manto de Gavarnie, excepto en el barranco de Chisagües (rincón SW. de la hoja) donde buza unos 60 al Norte y se manifiesta en el Devónico alóctono en forma de esquistosidad de fractura (CHOUKROUNE 1967).

El afloramiento de Bunt del lago de Urdiceto es un pequeño sinclinatorio fallado en su borde sur con el granito. La esquistosidad varía en abanico desde 64 al Norte en el borde norte a 79 al Sur en el borde sur.

En el resto de la hoja no aparece deformación penetrativa atribuible a la tectónica alpina salvo localmente algunos *nicks* y alguna esquistosidad de fractura de atribución incierta.

4. PETROGRAFIA

4.1. VULCANITAS

4.1.1. Lavas ácidas

Encontramos en el Ordovícico algunos afloramientos de tipo *sill* de 1-2 m. de potencia. Componentes principales: cuarzo, plagioclasa (sericitizada), clorita

(secundaria de biotita). Componentes accesorios: carbonatos secundarios, opacos, circón. Textura: porfídica, matriz desvitrificada recristalizada, presencia de micro-litos de plagioclasa y fenocristales de cuarzo con corrosión magmática.

4.1.2. Subvolcánicas de tipo intermedio o básico (O_7)

Hacia la parte superior del Ordovícico (formación O) existen intercalaciones de 2 hasta 25 m. con disposición de *sill*. Son de composición masiva homogénea y coloración gris con tonalidades verdosas y pátina parda. Petrográficamente se han definido como un esquistos tremolítico (esquistosidad paralela a S_2) y se componen de anfíbol monoclinico (tremolita), a veces plagioclasa, clorita y talco secundarios, accesoriamente cuarzo, esfena y epidota; rara vez biotita y carbonatos. Han sufrido el metamorfismo regional del grado de las pizarras verdes y se las supone derivadas de una roca de composición intermedio de tipo diorítico o básica.

4.2. METAMORFISMO

4.2.1. Metamorfismo regional

Aparte del metamorfismo del grado de la sericita-clorita que es general, en el esquema estructural se han cartografiado las áreas con moteado, de minerales de biotita en la periferia, y biotita, andalucita y estaurolita en la mayor parte del área. RODDAZ (1977) y GROEN (1978), citan también la presencia de cordierita, que ni nosotros ni TROUILLER (1976) la hemos encontrado, probablemente por escasa. La silimanita la encontramos en la cresta NE. del pico Madera unas decenas de metros antes de llegar al granito porfídico de Lys.

Las cuarcitas relativamente puras del túnel de Bielsa son refractarias al crecimiento de minerales de metamorfismo.

En relación con la esquistosidad de flujo (fase 2) en láminas delgadas se puede hacer la siguiente síntesis. La andalucita se presenta como pre y sin-cinemática, rara vez post-cinemática. La estaurolita cuando se observa es sin-cinemática a veces con clara textura helicítica. La biotita puede ser anterior, simultánea o posterior a la esquistosidad de flujo. A veces se observa una esquistosidad de crenulación posterior que puede afectar a cualquiera de estas biotitas.

Las andalucitas y biotitas giradas presentan a veces inclusiones orientadas relicto de una esquistosidad anterior (fase 1?).

Se trata de un metamorfismo de alta termicidad y baja presión parecido al del tipo Bosost (BOSCHMA 1967; ZWART 1958, 1959, 1962, 1963).

Los niveles calcáreos del Ordovícico pueden sufrir una transformación particular con aparición de anfíbol monoclinico (actinolita) epidota y biotita. Los niveles anfíbolizados alternan con bancos centimétricos más pelíticos.

4.2.2. Metamorfismo de contacto

En el área central-sur hay presencia de andalucitas y biotitas que son posteriores a la esquistosidad de flujo y a la esquistosidad de crenulación. Es un área de metamorfismo de contacto en relación con el granito de Bielsa y granodiorita del monte Descubridores. En unos 200 m. próximos a esta última las pizarras del techo del Ordovícico pierden su textura orientada recristalizando en corneanas. Hay además un metasomatismo con desarrollo de pajuelas de moscovita.

Al Sur de la falla o flexura del collado de Gistain, límite meridional del macizo granítico de Lys-Caillaouas, falta la aureola de metamorfismo regional presente extensamente en las regiones al Norte y Oeste de dicho macizo. También el metamorfismo de contacto es allí prácticamente inexistente: una decena de metros con cataclasis y recristalización de cuarzo y micas (moscovita). La falla es posterior al metamorfismo regional pero no se puede asegurar su relación temporal respecto al metamorfismo de contacto. En el contacto de la parte occidental del granito porfídico con el Ordovícico (cresta del pico Madera), que se realiza sin falla, el metamorfismo de contacto es también muy somero. Se manifiesta con un metasomatismo a unas decenas de metros del granito que origina moscovita claramente post-tectónica. Se diferencia de la sintectónica por ser más grande, idiomorfa, y no estar crenulada. Sólo los dos metros pegados al granito pierden la textura orientada original y están fuertemente recristalizados con generalización de la moscovita posttectónica. Encajantes en el Ordovícico hay dos ó tres apófisis de granito porfídico en diques de hasta 10 m. de potencia que no producen metamorfismo como en el contacto mayor. Más lejos, ya hacia la parte del ibón de Gistain, hay otros diques de pegmatita y cuarzo-moscovita sin duda en relación con el granito.

4.3. GRANITOIDES

4.3.1. Macizo de Lys-Caillaouas

Este complejo macizo entra en la parte oriental de la hoja. Según CLIN (1959) y otros geólogos (CLIN y otros 1963) su origen es sinorogénico y los diferentes granitoides deben su quimismo a la granitización *in situ* de las formaciones paleozoicas presentes en numerosos enclaves, aunque hay un granito porfídico que es posterior.

La foliación de los granitos en el área estudiada por estos autores presenta en estereograma una dispersión alrededor de un eje N. 130 E. coincidente con el eje que dispersa la foliación de los enclaves. Este eje coincide sensiblemente con el de las estructuras de fase 3 en el Cambro-Ordovícico con lo que la foliación pertenecería a la fase 2.

Hemos distinguido los siguientes tipos de granitoide:

Diorita con cuarzo ($c_3\eta q_n^2$). Color gris a gris oscuro. Textura granuda a microgranuda hipidiomorfa. Compuesta por plagioclasa (andesina), anfíbol monoclinico (hornablenda), biotita y proporciones variables de cuarzo que a veces está simplemente en trazas o es intersticial. Como accesorios: apatito, circón, esfena y opacos. En las cercanías de los enclaves calcáreos el carácter cálcico de las plagioclasas puede aumentar y la roca adquiere el carácter de gabro leucócrato.

Granito fino de dos micas ($c_4\gamma_{bn}^2$). Color gris muy claro. Textura alotriomorfa. Se compone de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (albita-oligoclasa), biotita y moscovita. Accesoriamente, apatito, rutilo y opacos. Los feldespatos potásicos están en cierta proporción albitizados. La moscovita se encuentra sustituyendo a los feldespatos y plagioclasas y en menor proporción a las biotitas que están cloritizadas. Hay, por lo tanto, un metasomatismo tardío.

Granito porfídico ($p\gamma q_{cb}^2$). Presenta fenocristales de ortosa de varios centímetros frecuentemente orientados en una matriz granuda de cuarzo, plagioclasa (oligoclasa-andesina) y biotita. Accesoriamente, moscovita, clorita (secundaria), apatito, circón y opacos.

Así como los afloramientos de diorita y de granito fino tienen una cierta distribución ordenada en relación a los enclaves, en particular a el sinclinal calizo del pico de Gías, el granito porfídico se encuentra en cualquier posición ya sea (CLIN y otros 1963) en paso gradual (zonas nebulíticas) a los granitos encajantes ya sea en formas secantes (diques netos o bandas con bordes difuminados). En este caso su foliación es oblicua respecto a la de los granitos encajantes.

4.3.2. Macizo de Bielsa. Granito con biotita ($c_3\gamma_b^2$)

El granito de Bielsa de gran extensión en la hoja de Bielsa se encuentra en la parte occidental de la hoja de Liena. Se compone de cuarzo, ortosa, plagioclasa (albita-oligoclasa) y biotita como componentes principales; y apatito, circón y opacos como componentes accesorios. Hay zonas en las que la roca ha sufrido una cataclasis intensa con cuarzos triturados y deformados y sericitización generalizada de los feldespatos.

4.3.3. Granito del monte Descubridores. Granodiorita con hornablenda ($c_3\gamma\eta q_n^2$)

Aflorante en la parte sur-central de la hoja representa la terminación más occidental del macizo granítico de Los Millares (también llamado de Eriste) en la hoja de Bielsa. Está formado por plagioclasa (oligoclasa), cuarzo, microclino, biotita y hornablenda. Los minerales accesorios son apatito, circón y opaco.

En algunas zonas o apófisis, marginales, puede presentar naturaleza más básica (diorita o gabro cuarcíticos).

5. HISTORIA GEOLOGICA

La historia sedimentaria del ciclo hercínico es común al resto del Pirineo. Comienza por una etapa esencialmente detrítica en el Cámbrico y Ordovícico que se afina en el Silúrico. En el Silúrico hay una intensa actividad orgánica del tipo placton y fondos protegidos de las corrientes oxidantes. En el Devónico alternan los episodios carbonatados y pelíticos.

En la orogénesis hercínica la fase principal es de pliegues N. 90 E. a N. 130 E. vergentes al Sur, bastante isoclinales y tumbados, sobre todo en los materiales del Ordovícico. Esta fase coincide con el máximo de metamorfismo regional cuyo grado aumenta hacia los macizos de Bielsa y de Lys donde empiezan a manifestarse los granitos.

Posteriormente, y con direcciones análogas, hay otra fase importante de plegamiento que verticaliza las estructuras anteriores y que está condicionada localmente por los macizos graníticos ya presentes (diorita y granito fino de Lys) o en trance de intrusión (granodiorita del Posets).

Tras el arrasamiento de la cadena hercínica la serie mesozoica es del tipo plataforma con lagunas estratigráficas importantes (Jurásico y Cretáceo inferior, Turonense y Coniaciense). Esto, al menos, en la parte oriental de la hoja.

La deformación alpina es esencialmente discontinua y se caracteriza por accidentes de cabalgamiento.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

En este momento se encuentran inactivos todos los yacimientos anteriormente explotados de esta hoja.

El más importante de ellos es la mineralización de Pb-Zn del vértice Liena de tipo filoniano que arma en pizarras silíceas y penetra en las areniscas del Trías y en el granito. La mena principal es la galena apareciendo también blenda, cerusita, pirita, siderosa, barita y calcita. Todavía se puede observar el cable por medio del cual se descendía el mineral hasta un lavadero intermedio actualmente en ruinas en el Hospital de Parzán desde donde se exportaba, también por cable, a Francia a través del puerto de Salcorz. Recientemente (1977) la empresa Peñarroya ha realizado investigaciones con vistas a una posible reactivación.

Los demás indicios de la hoja se encuentran en el Ordovícico.

Hasta 1901 se benefició el Fe del oligisto, siderosa y limonita existentes en el pico Mener en filones, el mayor alcanza 3 m. de potencia, aparentemente relacionados con el granito de Bielsa.

En Sierra Pelada existen indicios de pirita, calcopirita, pirrotina, mispíquel y bornita.

Existen también indicios de grafito en el túnel de Bielsa y de blenda en la parte oriental de la hoja (zona del ibón de Gistain).

BIBLIOGRAFIA

- ALMELA, A., RIOS, J. M. y ALASTRUE, E.: «Explicación al mapa geológico de la provincia de Huesca». (E. 1/200.000). I.G.M.E., Madrid, 1-253, 1957.
- ARCHE, A.: «Estratigrafía del Devónico en los altos valles del Esera y Piqué (Pirineos Centrales)», *Acta Geol. Hisp.*, t. VI, n.º 2, págs. 42-45, 1971.
- ARCHE MIRALLES, A.: «Las facies "flysch" del Ordovícico en el sector central de los Pirineos». *Seminario Estratigrafía*, n.º 7, págs. 39-41. Dep. de Estratigrafía, Fac. Ciencias, Univ. Complutense, Madrid, 1971.
- ARCHE MIRALLES, A.: «Estudio estratigráfico de las cabeceras de los ríos Esera y Piqué. Pirineos Centrales. España-Francia». *Tesis doctoral*. Madrid, Univ. Complutense, 1-197, 1971.
- BARROQUERE, G., DERAMONG, J., MAJESTE-MENJOUAS, C. y SOULA, J. C.: «Interpretation microtectonique de la structure griotte». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 269, pág. 431-433, 1969.
- BODEGA, F. y RIOS, L. M.: «Memoria sobre organización, desarrollo y trabajos realizados en el XX Campamento para Prácticas de Geología, Benasque 1974». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXVI-V, págs. 528-532, 1975.
- BODEGA, F. y RIOS, L. M.: «Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXII Campamento para Prácticas de Geología Bielsa-Benasque 1976». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXVIII-II, Marzo-Abril 1977, págs. 155-159, 1977.
- BOERSMA, K. T.: «Description of certain Lower Devonian platform conodonts of the Spanish Central Pyrenees». *Leidse Geol. Meded.* 49, págs. 285-301, 1973.
- BOISSEVAIN, H.: *Etude géologique et morphologique de la vallée de la Haute-Segre*. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 66, págs. 33-170, 1934.

- BOSCHMA, W.: «The alteration of cordiorite in spotted schists from the Central Pyrénées». *Geol. Mijnbouw*, 46, págs. 96-104, 1967.
- BRESSON, A.: «Etudes sur les formations anciennes des Hautes et Basses Pyrénées-Haute Chaine». *These doc. Soc. Nat. París*, 1903.
- CAVET, P.: «Découverte du Cambrien à Archeocyathides dans la zone axiale des Pyrénées Orientales. Interpretation stratigraphique de cette zone». *C. R. Acad. Sc.*, France, 232/9, págs. 858-859, 1951.
- CAVET, P.: «Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales francaises entre le Roussillon et l'Andorre». *Bull. Ser. Carte Geol.*, France, 55/254, págs. 303-518, 1957.
- CHOUKROUNE, P.: «Etude structurale du substratum de la nappe de Gavarnie dans la région de Bielsa. Pyrénées centrales espagnoles». *These de 3^{eme} Cycle*, Sc. Nat. París, pag. 1-76, 1967.
- CHOUKROUNE, P., MARTINEZ, Cl., SEGURET, M. y MATTEUER, M.: «Sur l'extension, le style et l'âge de la mise en place de la nappe de Gavarnie (Pyrénées centrales)». *C. R. Acad. Sc.*, vol. 266, págs. 1.360-1.363, 1968.
- CHOUKROUNE, P. y SEGURET, M.: «Exemples de relations entre joints de cisaillement, fentes de tension, plis et schistosité. L'autochtone de la nappe de Gavarnie, Pyrénées centrales». *Rev. Géog. Phys. et Géol. Dyn.*, vol. X, fasc. 3, págs. 239-246, 1968.
- CLIN, M.: «Sur la limite orientale de chevauchement de Gedre-Gavarnie». *C. R. Acad. Sc.*, vol. 242, págs. 2.374-2.377, 1956.
- CLIN, M.: «Etude géologique de la haute chaine des Pyrénées centrales entre le cirque de Troumouse et le cirque du Lys». *These Nancy*, ser. 53, n.º 152, págs. 1-379. Mem. Bur. Rech. Geol. Min., 27 (1964), 1959.
- CLIN, M.: «Indices d'intensité tectonique dans la zone axiales des Pyrénées centrales». *Extrait des P.-V. de la Soc. Linneenne de Bordeaux*, n.º 99, págs. 1-12, 1962.
- CLILN, M. y MIROUSE, R.: «Aperçu sur l'histoire de la zone primaire des Pyrénées centrales et occidentales». *Trav. Lab. Géol. Pétrol.*, Toulouse n.º 6, págs. 1-3, 1966.
- CLIN, M., HEDDEBAUT, Cl., MIROISE, R., MULLER, J., ROGER, Ph. et WATERLOT, M.: «Le cycle hercynien dans les Pyrénées». *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. XC, fas. 4, págs. 252-276, 1970.
- CLIN, M., ROCHE, H., LELONG, F. y POTY, B.: «Nouvelles observations sur le massif granitique du Lys-Caillaouas (Pyrénées centrales)». *Sc. de la Terre*, t. IX, n.º 2, págs. 149-174. Nancy, 1963.
- DALLONI, M.: «Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon». *Ann. Fac. Sc. Marseille*, vol. XIX, págs. 1-436, 1910.
- DALLONI, M.: «Etude géologique des Pyrénées Catalanes». *Ann. Fac. Sc. Marseille*, 26-3, págs. 1-373, 1930.
- DEBAT, P.: «Les formations métamorphiques des vallées du Gavarnie et d'Héas

- (Hautes-Pyrénées)». *Bull. Soc. Hist. Nat. de Toulouse*, L 100, fasc. 1-2, págs. 137-173, 1965.
- DEGARDIN, J. M.: «Contribution a l'étude géologique du Silurien de la région de Benasque (Province de Huesca, Espagne)». *These 3^{ème} cycle Un. Sc. Tecn. Lille*, págs. 1-355, 1977.
- DEGARDIN, J. M.: «Étude stratigraphique et paléogéographique du Silurien de la région de Benasque (Pyrénées centrales espagnoles)». *Ext. des Ann. de la Soc. Géol. du Nord*, t. XCVIII, Lille, págs. 51-58, 1978.
- DEGARDIN, J. M. et PARIS, F.: «Presence de chitinozoaires dans les calcaires siluro-devoniens de la Sierra Negra (Pyrénées centrales espagnoles)». *Géobios n.º 11*, fasc. 5, págs. 769-777, Lyon, 1978.
- DEGARDIN, J. M., y WATERLOT, M.: «Découverte de Conodontes du Dévonien Inférieur dans les schistes carburés de la vallée de Benasque, province de Huesca, Espagne». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 278, s. D, págs. 705-707, 1974.
- DESTOMBES, J. P.: «Stratigraphie des terrains primaires de la Haute Garonne». *C. R. 19^e Congr. Géol. Inter.*, Alger 1952, sect. 2, fasc. 2, págs. 107-129, 1953.
- DESTOMBES, J. P. et RAGUIN, E.: «Les relations du granite et du Paleozoïque dans les Pyrénées luchonnaises (Haute Garonne)». *Extr. du C.R.S. de la Soc. Géol. de France*, n.º 16, seance 21, págs. 337-339, 1953.
- DOMMANGET, A.: «Le cadre géologique des niveaux mineralisés (Pb-Zn) du Paléozoïque de la zone axiale des hautes Pyrénées Ariégeoises (secteur Aulus-Port d'Aula). *Tesis 3^{er} ciclo*, Paris, 6, págs. 1-229, 1977.
- DONNOT, M. y GUERANGE, B.: «Coupe du Cambro-Ordovicien de l'Hospice de France au Port de Benasque (Luchon, Haute Garonne, Pyrénées centrales)». *Rapport B.R.G.M. inedit 69/SGL080 GEO (Mars 1969)*, págs. 1-52, 1969.
- FAURA, M.: «Síntesis estratigráfica de los terrenos primarios de Cataluña». *Mem. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 9, págs. 5-202, 1913.
- FAURE, J.: «Étude Structurale des Granites a Deux Micas de la Haute Vallée du Louron (Hautes-Pyrénées)». *These 3^{ème} Cycle Fac. Soc.*, Nancy, págs. 1-99, 1963.
- FAURE, J. et MACAUDIERE, J.: «La haute vallée du Louron (Hautes-Pyrénées). Structure des ensembles granitiques et métamorphiques». *Sciences Terre*, t. IX, n.º 2, págs. 175-196, Nancy, 1962-1963.
- FAURE, J.: «Les granites a deux micas de la haute vallée du Louron. (Hautes-Pyrénées)». *Extrait Sc. Terre*, t. 10, n.º 1, págs. 5-24, Nancy, 1965.
- FLACHERE, H.: «La Nappe du Mont Perdu et ses relations avec la Nappe de Gavarnie (Parc National des Pyrénées occidentales, Parque Nacional de Ordesa)». *These 3^{ème} cycle*, Toulouse, págs. 1-88.
- GLANGEAUD, L.: «Le plutonisme sialique, ses relations avec le metamorphisme dans les Pyrénées orientales et centrales». *Extr. Bull. Soc. Géol. France.*, t. VIII, págs. 961-978, 1958.
- GROEN, C.: «The geology of the Cinqueta region, Spanish pyrénées, province of Huesca». *Tesis doctoral*, Utrecht, págs. 1-114, 1978.

- GROOS-UFFENORDE, H., KRYLATOV, S. y STOPPEL, D.: «Sur quelques synclinaux à coeur réputé carbonifère des Pyrénées espagnoles». *C. R. Acad. Sc. Paris*, 274, ser. D, págs. 1.885-1.888, 1972.
- HABERMEHL, M. A.: «Depositional history and diagenesis of quartz sand bars and lime-mud environments in the Devonian Basibé Formation, Central Pyrénées, Spain». *Leidse Geol. Med.*, 46, págs. 1-55, 1970.
- HARTEVELT, J. J. A.: «Geology of the upper Segre and Valira valleys, Central Pyrénées. Andorra, Spain». *Leidse Geol. Med.*, 45, págs. 167-236, 1970.
- KLEINSMIEDE, W. F. J.: «Geology of the Valle de Aran, central Pyrénées». *Leid. Geol. Med.*, 25, págs. 129-245, 1960.
- KRYLATOV, S. et STOPPEL, D.: «La série des Agudes-Cap de Pales (zone primaire axiale des Pyrénées aux confins de la Haute-Garonne et des Hautes-Pyrénées)». *Bull. Soc. Geol. de France (7^e série)*, t. II, n.º 44, págs. 484-490, 1969.
- KRYLATOV, S. et STOPPEL, D.: «Attribution au Frasnien de la série de Sia, (Zone primaire axiale des Pyrénées). Ses rapports avec celle des Agudes-Cap de Pales. Conséquences paléogéographiques». *Zeit. deutsch. geol. Gesell.*, Hannover, 122, págs. 213-230, 1971.
- LITH, J. G. J. VAN: «Geology of the Spanish part of the Gavarnie nappe (Pyrénées) and its underlying sediments near Bielsa (province of Huesca)». *Thesis Utrecht. Geologica Ultrajectina*, n.º 10, págs. 1-67, 1965.
- LLOPIS, N.: «Sobre la presencia del nivel de Calymene al Baix Pirineu». *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, Barcelona, V. 32, pág. 182, 1932.
- LLOPIS, N.: «Sur le Paléozoïque inférieur de l'Andorre». *Bull. Soc. Geol.*, France, 7, págs. 652-659, 1965.
- LUCAS, E.: «Surface d'érosion triasique et déformations post-hercyniennes dans les Pyrénées centrales». *C. R. Ac. Sc.*, Francia, 277, págs. 1.944-1.947, 1971.
- LUCAS, C.: «Itinéraires géologiques en Bigorre. Excursions au Pays des Nestes». Travaux du laboratoire de Géologie-Petrologie de l'Université Paul Sabatier, Toulouse, n.º 115, 1972.
- LUCAS, C.: «Le Trias des Pyrénées, corrélations stratigraphiques et paléogéographie». *Bull. B.R.G.M.*, IV, 3, págs. 225-231, 1977.
- MACAUDIERE, J.: «Contribution à l'étude des terrains métamorphiques de la haute vallée du Louron. (Hautes Pyrénées)». *Dipl. Etud. sup.*, Nancy, págs. 1-105, 1963.
- MACAUDIERE, J.: «Comportement de la sillimanite et de l'andalousite dans quelques roches pyrénéennes». *Bull. Soc. Geol.*, France, 7^e Série, t. 6, págs. 437-441, 1964.
- MALLADA, L.: «Descripción física y geológica de la provincia de Huesca». *Mem. Com. Mapa Geol. de España*, vol. 15, págs. 1-439, Madrid, 1881.
- MAJESTE-MENJOUAS, C.: «Evolution alpine d'un segment de chaîne varisque. Nappe de Gavarnie, chevauchement cinq-montsgentiane. Pyrénées centrales et occidentales». *Tesis de Estado*, Toulouse, págs. 1-343, 1979.

- MEY, P. H. W.: «The geology of the upper Ribagorzana and Baliera valleys, Central Pyrénées, Spain». *Leidse Geol. Meded.*, 41, págs. 153-220, 1967.
- MEY, P. H. W.: «Geology of the Upper Ribagorzana and the upper Ribagorzana and tor valleys, Central Pyrénées, Spain». *Leidse Geol. Med.*, 41, págs. 229-292, 1968.
- MIROUSE, R.: «Paleozoïque supérieur et orogenese varisque dans le domaine pyrénéen». In, *La chaine varisque d'Europe moyenne et occidentale*, Coll. inter. CNRS, n.º 243, Rennes, págs. 559-569, 1977.
- MULLER, J. et ROGER, P.: «L'évolution structural des Pyrénées (domaine central et occidental). Le segment hercynien, la chaine de fond alpine». *These Sc. Bordeaux et Geol. Apl.*, t. 53, págs. 149-191, 1977.
- MULLER, J.: «Style tectonique et évolution de la chaine varisque dans les Pyrénées centrales et occidentales». In, *la chaine varisque d'Europe moyenne et occidentale*, Coll. inter. CNRS, n.º 243, Rennes, pág. 646, 1977.
- NAGTEGAAL, P. J. C.: «Sedimentology, Paleoclimatology and Diagenesis of post-Hercynian continental deposits in the south-central Pyrénées, Spain». *Leidse Geol. Meded.*, 42, págs. 143-238, 1969.
- RIOS, L. M., BELTRAN, F. J., LANAJA, J. M. y MARIN, F. J.: «Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXIII Campamento para prácticas de Geología, Benasque 1977». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXIX, I, págs. 84-88, 1978.
- RIOS, L. M., BELTRAN, F. J., LANAJA, J. M. y MARIN, F. J.: «Contribución a la geología de la zona axial pirenaica, valles del Cinca y Esera, provincia de Huesca». Libro homenaje al Prof. Solé Sabaris, Acta Geológica. (En prensa), 1979.
- RIOS, L. M., LANAJA, J. M. y RIOS MITCHELL, J. M.: «Mapa geológico de España 1:50.000. Segunda serie». *Hoja 31-9 Bielsa*. IGME, 1979.
- RODDAZ, B.: «Le prolongement oriental de la nappe de Gavarnie et son substratum entre Barroude et le Moudang. (Pyrénées Centrales)». *These 3^{eme} cycle, Univ. Paul Sabatier*, Toulouse, págs. 1-131, 1977.
- ROMERO ORTIZ, J.: «Los filones de galena de Bielsa y Parzán». *Bol. Ofic. de Minas y Metalurgia*, Nov. 1929, Año 13, n.º 150, págs. 1.069-1.177, 1929.
- ROUSSELL, J.: «Étude stratigraphique des Pyrénées». *Bull. Serv. Carte Geol.*, France, 15, n.º 97, págs. 23-141.
- SCHMIDT, H.: «Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen». *Abh. Ges. Wiss. Göttingen math.-phys. kl. 3, Folge*, H. 5, n.º 8, págs. 1-85. Traducción en Publ. extranj., sobre Geol. de España, t. 2, págs. 101-200 (1944), 1931.
- SEGURET, M.: «Contribution a l'étude de la tectonique sudpyrénéenne: sur la style et l'importance des déplacements ver le sud des séries secondaires et tertiaires de la partie centrale du versant sud des Pyrénées». *C. R. Acad. Sc.*, Francia, vol. 268, págs. 907-910, 1969.
- SEGURET, M.: «Étude tectonique des nappes et des séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées». *Tesis doctoral*, Montpellier, Publ. Ustela, Série Géol. Struct., n.º 2, págs. 1-160 (1971), 1970.

- SOLE SABARIS, L. y LLOPIS LLADO, N.: Explicación de la hoja n.º 216 Bellver. I.G.M.E., págs. 1-109, 1946.
- SOULA, J. C., APARICIO, M. y DERAMOND, J.: «Rôle des montées diapiriques gneissiques et granitiques; compresion et décrochements synmétamorphiques dans l'évolution structurale des Pyrénées hercyniennes». *Bull. S. G.*, France, 1978.
- SOUQUET, P.: «Le Cretacé superieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre». *These Sciencies Univ.*, Toulouse, págs. 1-529, 1967.
- TROUILLER, A.: «Les terrains Paléozoïques de la vallée de Rioumajou (Pyrénées centrales)». *These 3^{eme} cycle*, sept. 1976, págs. 1-104. Travaux du Lab. de l'Univ. Paul Sabatier. Toulouse, 1976.
- WENNEKERS, J. H. N.: «The geology of the Esera valley and the Lys-Caillaouas massif». Sheet 7, Central Pyrénées, Spain-France. *Leidse Geol. Med.*, 41, págs. 221-267, 1968.
- ZANDVLIET, J.: «The geology of the Upper Salat and Pallaresa valleys, Central Pyrénées, France/Spain». *Leid. Geol. Med.*, 25, págs. 1-127, 1960.
- ZWART, H. J.: «A propos des migmatites pyreneennes». *B.S.G. France*, fasc. 3, págs. 49-56, 1956.
- ZWART, H. J.: «Regional metamorfism and related granitization in the Valle de Arán». *Geol. Mijnbow*, 20, págs. 18-30, 1958.
- ZWART, H. J.: *Metamorphic history of the Central Pyrénées*, part I. *Leid. Geol. Med.*, 22, págs. 419-490, 1959.
- ZWART, H. J.: «On the occurrence of chloritoid in the Pyrénées». *Geologie en Mijnbow (NW. Ser.) 21^e Jaargang*, págs. 119-122, 1959.
- ZWART, H. J.: «Relation between folding and metamorphism in the Central Pyrénées and their chronological succession». *Geol. Mijnb.*, 22, págs. 163-180, 1960.
- ZWART, H. J.: *Metamorphic history of central Pyrenees. II Valle de Arán*. *Leid. Geol. Med.*, 28, págs. 321-376, 1963.
- ZWART, H. J.: *On the determination of polymetamorphic mineral associations and its application in the Bosost area (Central Pyrénées)*. *Geol. Runsch.*, 52, págs. 38-65, 1962.
- ZWART, H. J.: «The structural evolution of the Paleozoic of the Pyrénées». *Geol. Runsch.*, 53, págs. 170-205, 1963.



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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA