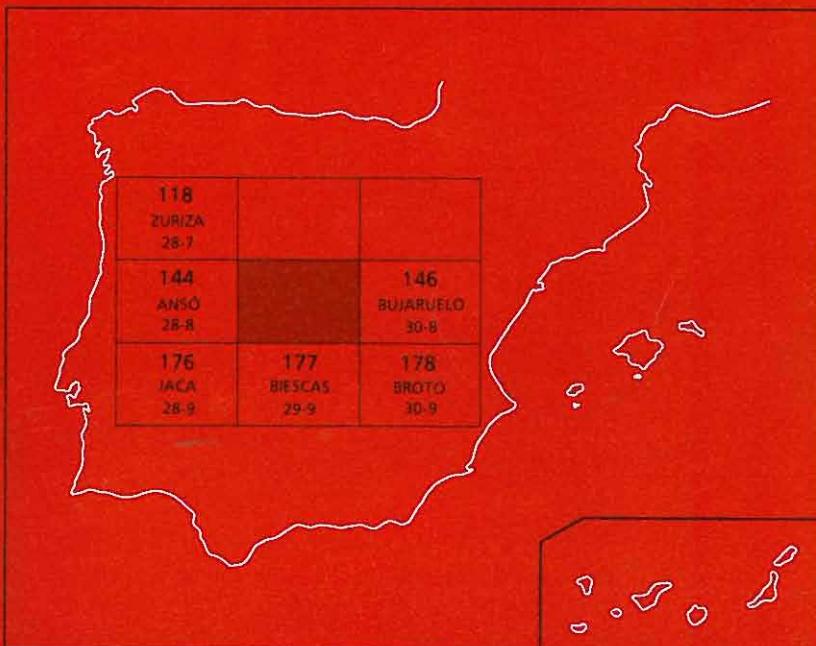




# MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



# SALLENT

El Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un "Geological Survey of Spain", es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria y Energía, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R.D. 1270/1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849.

Instituto Tecnológico  
GeoMinero de España

# MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

# SALLENT

Primera edición

MADRID, 1989

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por el Grupo de Trabajo de la Cátedra de Geología de la Escuela de Técnica Superior de Ingenieros de Minas de la Universidad Politécnica de Madrid, bajo normas, dirección y supervisión del ITGE, 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 Miguel Galera Fernández, Dr. Ingeniero de Minas.

Daniel Baretino Fraile, Ingeniero de Minas.

José María Lanaja del Busto, Dr. Ingeniero de Minas.

Los estudios de macro y micropaleontología, así como sedimentología en microfacies, han sido realizados por la Cátedra de Estratigrafía y Paleontología de la ETSIM de Madrid.

Los levigados y estudios de conodontos fueron hechos por Susana García López, de la Universidad de Oviedo.

Las muestras de petrología han sido estudiadas por la Cátedra de Minerología y Petrología de la ETSIM de Madrid.

El trabajo fue presentado en el ITGE en 1987.

#### **INFORMACION COMPLEMENTARIA**

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Tecnológico GeoMinero 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.

Fotocomposición: Laxes, S. A.

Imprime: Gráficas Marte, S. A.

Depósito legal: M-34.563-1990

NIPO: 232-89-010-6

## ÍNDICE

	Páginas
0. INTRODUCCION .....	7
0.1. Rasgos geológicos y geográficos .....	7
0.2. Antecedentes .....	8
1. ESTRATIGRAFIA .....	8
1.1. Silúrico .....	8
1.1.1. Pizarras ampelíticas (9) .....	8
1.2. Devónico .....	9
1.2.1. Pizarras y calizas (10) .....	10
1.2.2. Caliza tableada negra. «Dalle» (11) .....	11
1.2.3. Pizarras (12) .....	12
1.2.4. Calizas versicolores y calizas de Arruales (13) .....	12
1.2.5. Pizarras con pasaditas arenosas (14) .....	13
1.2.6. Caliza arrecifal de la Foratata (15) .....	14
1.2.7. Caliza de Moncalvos (17) .....	16
1.2.8. Calizas del Puy-Arcol (16) .....	17
1.2.9. Alternancia de pizarra y areniscas. Serie del «Pic Lariste» (20) .....	17
1.2.10. Calizas griotte y negra masiva o tableada. Liditas (21) .....	18
1.2.11. Caliza del Coll de Soba (18) .....	20
1.2.12. Mármol (19) .....	21
1.2.13. Cuarcitas y pizarras (56) .....	21
1.2.14. Caliza de Los Musales (57) .....	22
1.2.15. Pizarras y cuarcitas (58) .....	22
1.3. Carbonífero .....	22
1.3.1. Calizas negras masiva o tableada. Liditas (22) .....	22
1.3.2. Grauvacas y pizarras. Facies Culm (23) .....	23
1.4. Estefaniense-Pérmino .....	24
1.4.1. Pizarras negras y carbón. Pizarras tobáceas. Conglomerados brechoides (25) .....	24

	Páginas
1.4.2. Lutitas, areniscas y calizas grises (26) .....	25
1.4.3. Areniscas rojas (27) .....	25
1.4.4. Lutitas, areniscas rojas y calizas (32) .....	25
1.4.5. Conglomerados (30) .....	26
1.5. Cretácico .....	26
1.5.1. Calizas de pátina gris claro (33) .....	27
1.5.2. Calizas arenosas ferruginosas. «Maciños» (34) .....	27
1.5.3. Calizas (35) .....	27
1.5.4. Calizas y calizas arenosas (36) .....	27
1.5.5. Calizas arenosas y areniscas margosas. «Areniscas de Marboré» (39) .....	28
1.5.6. Areniscas margosas (37) .....	28
1.6. Paleoceno-Eoceno .....	28
1.6.1. Dolomía tableada (40) .....	29
1.6.2. Caliza masiva. Areniscas calcáreas (41) .....	29
1.6.3. Calizas con sílex. Areniscas. Margas (42) .....	29
1.6.4. Flysch calcáreo basal (46) .....	30
1.6.5. Olistostroma (44) .....	30
1.6.6. Calcarenita (45) .....	30
1.6.7. Flysch pardo (46) .....	30
1.6.8. Olistolito (47) .....	32
1.6.9. Olistostromas (48) .....	32
1.7. Cuaternario .....	32
1.7.1. Morrenas (51) .....	32
1.7.2. Morrenas, cordones morrénicos (49) .....	33
1.7.3. Cordones morrénicos recientes .....	33
1.7.4. Derrubios de ladera (52), aluvial (54), coluvial (53), conos de deyección (55) .....	33
2. TECTONICA .....	33
2.1. Subunidades en el paleozoíco .....	34
2.2. Tectónica Hercínica .....	34
2.2.1. La fase 1 .....	34
2.2.2. La fase 2 o fase principal .....	35
2.2.3. Otras fases de plegamiento posteriores a la fase principal .....	36
2.2.4. Cabalgamientos .....	39
2.2.5. Tectónica distensiva tardihercínica .....	39
2.3. Tectónica alpina .....	40
2.3.1. Fallas de distensión, probablemente del ciclo sedimentario alpino .....	40
2.3.2. Marco general de la tectónica alpina .....	40
2.3.3. Tectónica alpina .....	40
3. GEOMORFOLOGIA .....	42
4. PETROGRAFIA .....	43

4.1.	Petrografía metamórfica .....	43
4.1.1.	Metamorfismo regional .....	43
4.2.1.	Metamorfismo de contacto .....	43
4.2.	Petrología ígnea .....	44
4.2.1.	Vulcanitas .....	44
4.2.1.1.	Porfirita (1) .....	44
4.2.2.	Granitoides .....	44
4.2.2.1.	Introducción .....	44
4.2.2.2.	Macizo de Cauterets-oeste .....	45
4.2.2.3.	Macizo de Panticosa .....	46
4.2.2.4.	Petrogénesis .....	48
4.2.3.	Complejo volcánico del Estéfano-Pérmitico .....	48
5.	HISTORIA GEOLOGICA .....	49
6.	GEOLOGIA ECONOMICA .....	51
6.1.	Minería y canteras .....	51
6.2.	Hidrogeología .....	52
7.	PATRIMONIO NATURAL GEOLOGICO .....	53
8.	BIBLIOGRAFIA .....	54

## 0. INTRODUCCION

### 0.1. RASGOS GEOLOGICOS Y GEOGRAFICOS

El territorio de la Hoja de Sallent está formado en gran parte por materiales paleozoicos pertenecientes a la zona pirenaica denominada «Alta Cadena Paleozoica», o «Zona Axial» en el sentido orográfico del término. Estos materiales son del Silúrico o más modernos; en ellos abundan las pizarras con algunos potentes tramos calcáreos. Están afectados por un intenso plegamiento hercínico acompañado por un metamorfismo de bajo grado. En ellos han intruido plutones graníticos calcoalcalinos que se encuentran en la parte norte de la Hoja y cuyos contornos son circulares; uno de ellos es el de Cauterets-Oeste (granito del Balsitous), cuyo máximo desarrollo está en Francia; el otro es el granito de Panticosa, que aflora íntegramente en España.

En la parte oeste de la Hoja afloran terrenos del Estefaniense y Pérmico post-hercínicos acompañados de un vulcanismo andesítico subsecuente a la Cadena hercínica.

Los terrenos pertenecientes al ciclo alpino presentan una laguna estratigráfica desde el Triásico al Cretácico inferior inclusive. Se sitúan en la parte meridional de la Hoja y comprenden la serie calcárea de las sierras interiores pertenecientes a la Zona Surpirenaica. Su potencia ronda el millar de metros, y su edad va desde el Cenomaniense superior al Ilerdiense basal, tras la cual tiene lugar el depósito de la cuenca del flysch eoceno de Jaca, apenas representado en el ángulo suroeste de la Hoja.

Todos estos materiales, tanto hercínicos como su cobertura alpina, pertenecen al manto de Gavarnie, cuyo sustrato autóctono aflora al Este de la Hoja en la ventana tectónica de Gavarnie. La llegada de la unidad tectónica de Gavarnie hacia el sur, durante la orogenia alpina se acompaña de deformación, bien visible en los terrenos post-hercínicos y más difícilmente diferenciable en los hercínicos.

Desde el punto de vista geográfico la superficie de la Hoja (si excluimos una parte oeste menor que pertenece a la cuenca hidrográfica del alto río Aragón) corresponde a la red hidrográfica del alto río Gállego, al cual todos sus afluentes confluyen para atravesar la sierra cretácica por la cerrada de Santa Elena, donde la cota del río está a unos 970 m. Las culminaciones más famosas de esta sierra en el interior de la Hoja son Collarada (2.886 m),

Peña Telera (2.704 m) y Tendeñera (2.853 m). Al Norte se extiende la vasta depresión del llamado Valle de Tena, de morfología en general blanda por la abundancia de pizarras, hasta llegar a los macizos graníticos de la parte norte de la Hoja, de los que citamos las cumbres más famosas: Balaítous (3.151 m), Gran Faja (3.005 m), Infierno (3.076 m) y Argualas (3.041 m). En el interior de los macizos graníticos abundan los pequeños lagos (ibones) y de origen glaciar, la mayoría de ellos recrecido artificialmente mediante represas.

## 0.2. ANTECEDENTES

Los trabajos más recientes realizados en el Paleozoico de la Hoja de Sallent, son por orden cronológico los de VAN DER LINGEN (1960), WENSINCK (1962), VALERO (1974), MULLER y ROGER (1977) y BIXEL *et al.* (1985).

Para los materiales mesozoicos y terciarios de la Hoja se ha contado con la tesis de SOUQUET (1967), así como con los trabajos de los geólogos holandeses JEURISSEN (1966) y VAN DER VOO (1966), y el posterior de SOLER y PUIGDEFABREGAS (1970).

Para la descripción de los macizos graníticos nos hemos basado en el estudio cartográfico y petrológico de DEBON (1972, 1980).

Por último, se ha dispuesto de la información acumulada durante diversos Campamentos para Prácticas de Geología de la ETS de Ingenieros de Minas de Madrid, recogida en una primera síntesis en lo referente al Paleozoico (RIOS *et al.*, 1983).

## 1. ESTRATIGRAFIA

### 1.1. SILURICO

#### 1.1.1. **Pizarras ampelíticas (9)**

Los terrenos más antiguos aflorantes en la zona corresponden a la parte alta del Silúrico. Se trata de pizarras carbonosas con pasadas de caliza negra fosilífera (Orthocerátidos, Cardiolas, etc.). El Silúrico se descubrió por primera vez en el Valle de Tena en el barranco de San Lorenzo (J. M. RIOS, 1957; R. CANO *et al.*, 1958), afloramiento que suministró abundante fauna:

*Orthoceras timidum* BARR.

*Orthoceras originale*.

*Orthoceras hostile*.

*Cardiola interrupta* SOW.

*Orthoceras doricum*.

*Phecopa latifrons* BRONG.

*Orthoceras cavum* BARR.

*Cardiola ribbosa* BARR.

*Orthoceras marsum* BARR.

*Dualina secunda* BARR.

*Lunnulicardium* sp.

Otros afloramientos fosilíferos se encontraron en ambos flancos de la Montaña el Verde: barranco de La Travenosa y río Ripera, con:

*Lunnulicardium terdum*

*Michelinoceras* sp.

*Orthoceras* sp.

*Cardiola interrupta* SOW.

El desmonte de una de las recientes pistas carrozables a la salida de Sandiniés muestra la presencia de Silúrico debida probablemente a su inyección entre las calizas del Devónico. Consiste en pizarras ampelíticas negras que engloban nódulos (20-30 cm de diámetro) calcáreos fosilíferos (*Orthoceras*, *Cardiola*) que han sido minuciosamente estudiados por J. M. DEGARDIN y F. LETHIERS (1982) en su contenido en Ostrácodos y Conodontos. Estos últimos entre los que se encuentra *Spathognathodus steinhoricensis eosteinhoricensis*, permiten precisar una edad Pridoliense.

## 1.2. DEVONICO

Como en otras zonas próximas del Pirineo español (L. M. RIOS, 1977; L. M. RIOS *et al.*, 1979) la serie del Devónico consiste, a grandes rasgos, en un tramo calcáreo basal alternante con pizarra en la parte inferior, tras el cual viene un desarrollo considerable de pizarras con posibilidad de facies areniscosas, pizarras que admiten intercalaciones a veces potentes de calizas de facies diversas en particular arrecifales.

Estas pizarras, desde antiguo, se venían colocando en la parte inferior del Devónico (Devónico inferior de DALLONI, 1910; «pizarras grauwacosas con Fenestellas», WENSINK, 1962). Esta atribución conviene ser revisada. De acuerdo con VALERO (1974) el Devónico comienza por facies esencialmente carbonatadas que se sitúan en el Devónico inferior. Las pizarras que ocupan extensas superficies dentro de la Hoja (áreas de El Formigal, área de ibones de Piedrafita y Tramacastilla, etc.) posiblemente empiezan en la parte alta del Devónico inferior, pero se continúan en su mayor parte en el Devónico medio, hasta las calizas arrecifales de La Foratata.

Tras un tramo en el Devónico superior constituido por una alternancia de pizarras y areniscas decimétricas («serie del pic Lariste», MIROUSSE, 1962) se produce un retorno a las facies carbonáticas representadas por el griotte famenense. La base del Carbonífero está subra-

yada por una discontinuidad tras la cual viene el nivel de lítitas tournaisienses. Esta discontinuidad representa una laguna, probablemente erosiva, de una parte importante de la serie del Devónico en el área suroccidental de la Hoja.

Otro hecho importante es la presencia en la parte norte de la Hoja de una unidad (unidad de Respumoso) del Devónico (medio-superior) cuyo rasgo más diferenciante es la presencia de la serie cuarcítica de Sia. El corte estratigráfico que se puede realizar en el pequeño circo del barranco de La Soba es perfectamente correlacionable desde el punto de vista litoestratigráfico con la sucesión de la unidad de La Munia de la vecina Hoja de Bujaruelo: pizarras de Boneu, calizas de Gabiedou, serie de Sia. El límite sur de esta serie de la parte norte de la Hoja es de naturaleza tectónica.

Estos hechos a los que se refieren los dos últimos párrafos (laguna estratigráfica en la parte suroeste de la Hoja, presencia de un Devónico con serie de Sia en la parte norte de la Hoja) nos pasaron desapercibidos en el ensayo de síntesis del Paleozoico del Valle de Tena realizado en 1980 (L. M. RIOS *et al.*, 1983).

Nos ha parecido útil mantener para las unidades del Devónico la simbología de los trabajos de los geólogos de Leiden en regiones más orientales según la correlación, que es factible hacer con las de nuestra hoja, ampliándola por arriba. El subíndice de la letra D indica un orden de antecedencia sin pretender darle una equivalencia de piso.

El superíndice, cuando existe, puede ser una letra mayúscula en cuyo caso es la primera letra del paraje donde se le ha asignado nombre a la unidad considerada, o bien, si es una minúscula, hace referencia a la primera letra de determinada litología característica.

Los valores de espesores que se dan para los sucesivos tramos son solamente a título estimativo de su orden de magnitud, dada la gran variabilidad de las potencias que frecuentemente es debida a causas tectónicas (engrosamiento de charnelas, estiramiento de flancos, etc.).

En la descripción de la estratigrafía del Devónico consideramos aparte las series de la unidad de Ferreturas, que incluye la formación Lariste, y de la unidad que hemos denominado de Respumoso-Vignemale, que incluye la serie de Sia.

### 1.2.1. **Pizarras y calizas (10)**

En concordancia con las ampelitas del Silúrico viene una formación de unos 100-130 m de potencia consistente en una alternancia de calizas grises en bancos decimétricos, a veces algo detríticas, con pátina anaranjada, y pizarras más o menos calcáreas.

Corresponde a la formación Mandillar de Valero (1974) que este geólogo describe con detalle en la serie invertida del anticlinal del pico Mandilar, donde encuentra pigídeos de *Odontochile sp.* En los primeros campamentos se encontraron ejemplares de estos trilobites en las laderas del Yandel, así como *Polypore bifurcata* KAYSER y *Spirifer sp.* en las cercanías del ibón de Sabocos. Todo ello apunta a un Devónico inferior.

### 1.2.2. Caliza tableada negra. «Detalle» (11)

Encima, y concordante con la anterior formación, viene una caliza negra tableada (dm-m), de aspecto masivo y pátina gris claro en el paisaje. Contiene manchas dolomíticas amarillas o gris claro que le dan un aspecto tigreado en afloramiento. Probablemente se deben a vermiculaciones dolomitizadas diferencialmente. Este carácter dolomítico está más acentuado hacia la parte inferior, la cual adquiere una pátina pardo-amarilla en el paisaje, lo que constituye un criterio de polaridad muy útil a distancia.

Corresponde a la formación Pacino de J. VALERO (1974) que llega a diferenciar en su cartografía estas zonas dolomitizadas. En la cartografía que se presenta no se ha realizado esta diferenciación, al igual que en el reciente trabajo de BIXEL *et al.* (1985) en la parte occidental de la Hoja.

En este último trabajo se hace referencia a una edad Emsiense en base a conodontos junto a Lanuza, aunque no se citan las especies. Esta edad es la que considera VALERO para estas calizas modificando la primitiva atribución al Devónico medio (WENSINK, 1962).

Hay algunos hallazgos de macrofauna en el Pacino (DALLONI, 1910, pág. 68; WENSINK, 1962, pág. 17), al norte de Polituara (DALLONI, 1910, pág. 70), en la garganta del río Calderés (WENSINK, 1962, pág. 19), así como en niveles tableados más margosos de la parte superior de la formación (WENSINK, 1962, pág. 19), al NO de Tramacastilla. En los primeros campamentos se encontró, 800 m al N del vértice Cucuraza; Fenestellas, entre ellas *Fenestella antigua* GOLDF, y recientemente (LANAJA, 1978) en las afueras de Sandiniés:

*Fenestella* sp.

*Orthis* sp.

*Atrypa reticularis* LIN.

*Atrypa* sp.

*Atyris* sp.

*Tallos de Crinoideos.*

*Orthoceras* sp.

En opinión verbal del profesor I. QUINTERO todos estos antiguos fósiles y determinaciones no parecen que permitan zanjar la discusión, aunque el conjunto justifica su inclusión en el Devónico inferior, lo que exigirá quizás una revisión de las zonaciones de algunos de ellos, al menos a nivel regional, y en todo caso no dar al fósil mayor precisión cronológica de la que tiene en realidad.

En relación con este problema de datación (y de otra fauna citada en antiguos trabajos en otras formaciones del Devónico de las que nos ocuparemos a continuación), el profesor TRUYOLS es de la opinión (comunicación verbal) que esta revisión no es posible hacerla si no se dispone de los especímenes, con el fin de actualizar las determinaciones de acuerdo con sus características taxonómicas.

En lo que se refiere a la formación que nos ocupa, nosostros, de todos modos, la correlacionamos con otras de caliza en zonas más orientales: «*Dalle*» de BRESSON, 1903; MOREAU, 1975; MAJESTE-MENJOLAS, 1979; CLIN, 1959; VAN LITH, 1965; GROEN, 1978; ARCHE, 1971; L. M. RIOS *et al.*, 1979; «formación Basibé» de los geólogos de Leyden datada por Conodontos: HABERMEHL, 1970; BOERSMA, 1973 a y b.

#### 1.2.3. **Pizarras (12)**

Los anticinales del Pacino y de Lanuza en calizas de fuerte relieve de la formación 11 descrita anteriormente hunden sus charnelas hacia el Oeste, debajo de los extensos pizarrales del Formigal y áreas colindantes, que englobamos en esta formación (12).

Son pizarras negras a veces algo arenosas, según finas hiladitas de color más claro. En general, el control de la estratificación no es posible en las áreas que ocupan estas pizarras, áreas que por el contexto estructural sabemos que están intensamente deformadas. Se puede aventurar un orden de magnitud del medio millar de metros de potencia, aun a riesgo de cometer un error del centenar o centenares de metros.

WEINSINK (1962) considere a estas pizarras en su totalidad como Devónico inferior aportando varias listas de fauna. El valor cronoestratigráfico de estos fósiles es problemático por las mismas razones que se han indicado en el epígrafe anterior. En opinión oral de I. QUINTERO y H. MANSILLA (Cátedra de Paleontología, ETSIM), la generalidad de la fauna hallada puede encontrarse también en el Eifeliense, lo cual estaría más de acuerdo con su composición estratigráfica.

#### 1.2.4. **Calizas versicolores y calizas de Arruales (13)**

Las pizarras del epígrafe anterior engloban una o dos pasadas de calizas arcillosas versicolores en bancos decimétricos con separaciones margosas; pueden alcanzar unos 30 m de espesor de pátina amarilla a anaranjada en el paisaje. Presentan un aspecto muy característico con colores amarillos, verdosos, rojizos, que unido al carácter noduloso producto de la tectónica, según superficies o esquistosidad de presión-disolución, le dan un aspecto «pseude-griotte». Recuerdan fuertemente a las calizas de la formación Mañanet de áreas más orientales del Pirineo (ríos Baliera y Pallaresa) que fue erróneamente considerada por los geólogos de Leiden como el griotte terminal del Devónico.

Su continuidad lateral en algunos lugares está perturbada por interrupciones de origen tectónico, lo que ofrece, al hacer la cartografía, un carácter desmembrado en afloramientos de difícil interpretación, al intentar relacionarlos unos con otros en el detalle.

No obstante, en el borde norte del embalse del Escarra las condiciones de continuidad de esta caliza permiten observar cómo las pizarras infrayacentes a la corrida de dicha caliza, pizarras de espesor considerable, se acuñan hasta prácticamente desaparecer sobre la caliza (11) de la charnela anticinal bien visible sobre el estríbo izquierdo de la presa de dicho embalse; en este lugar las condiciones de afloramiento son buenas y no se observan señales

de tectónica que pudieran explicar este fenómeno. Este acuñamiento parece deberse, por lo tanto, a causas estratigráficas debido a la movilidad de los fondos marinos durante la etapa sedimentaria en este momento. Un fenómeno comparable y correlacionable en las facies y en el tiempo se observa en niveles suprayacentes a la «Dalle» (11), en la vecina Hoja de Bujaruelo, con rápidas variaciones de potencia de la formación Boneu (JOSEPH, 1973) al N del pico Gabiedou y periferia del Montferrant.

Más al Oeste de estos afloramientos del Escarra hay otra corrida de caliza versicolor, englobada en pizarras, representada por una serie de afloramientos discontinuos que constituyen las puntas de la Tosquera. Las condiciones generales de afloramiento no permiten asegurar si se trata de una recurrencia de la caliza versicolor o es el mismo nivel de caliza que vuelve a aparecer por causas tectónicas.

En base a hallazgos de pequeños braquiópodos principalmente y céfalópodos, WENSINK (1962, pág. 18) atribuye las calizas del Escarra, y su prolongación por los Tarmañones, al Couviniense inferior.

Se ha considerado a estas facies como de carácter pelágico profundo (DALLONI, 1910), carácter discutido por WENSINK (1962).

Nosotros hemos muestreado para conodontos ambas corridas descritas anteriormente, sin gran resultado, ya que si bien se encontró la especie *Belodella triangularis* STAUFFER en las trincheras de la nueva carretera a Francia (calizas de La Tosquera), este conodonto no tiene valor cronológico, y tan sólo indica, en opinión de S. GARCIA LOPEZ, un medio poco profundo y común en calizas próximas a un medio arrecifal. BIXEL *et al.* (1985) con más fortuna han conseguido datarlas por conodontos (no dan lista de especies), atribuyendo las calizas de La Tosquera al Emsiense superior y las calizas de la Olla del Pacino al Eifeliense.

Los fósiles citados por DALLONI (1910, págs. 69-70), así como los encontrados en los campamentos (L. M. RIOS *et al.*, 1983, págs 56-57) no permiten una mayor precisión; en general, son del Emsiense-Eifeliense. En algunos puntos de muestreo (por ejemplo, Collado de Tendeñera) no bajan del Devónico medio.

Las calizas de los picos de Argualas y Garmonegro presentan un fuerte metamorfismo de contacto que modifica su aspecto general. Las hemos atribuido a la caliza del tipo D<sub>4</sub> o similar en cuanto a su posición estratigráfica, bien es verdad que sin ningún argumento sólido.

### 1.2.5. Pizarras con pasaditas arenosas (14)

Encima de las calizas versicolores descritas anteriormente, la formación 12 puede englobar también potentes tramos de hasta 200-250 m de potencia de una alternancia (mm a cm) de pizarras y areniscas, donde son frecuentes los nódulos arenosos y las estructuras amigdaloides y lenticulares. Existen frecuentes niveles que pueden llegar a 1 m de espesor de caliza arenosa ferruginosa de pátina amarilla que son muy fosilíferos («niveles grauwacosos con fenestellas» de diversos autores con fauna muy característica de tabulados, tetracorallarios, braquiópodos y crinoideos).

Los límites cartográficos de esta formación se presentan siempre como supuestos, dada la dificultad de precisarlos de manera exacta debido por una parte a la falta de continuidad de los afloramientos y, por otra parte, a que el tránsito a las pizarras adyacentes es gradual y en algunos casos con recurrencias.

La fauna encontrada (DALLONT, 1910; WENSINK, 1962; L. M. RIOS *et al.*, 1983, pág. 57; BIXEL *et al.*, 1985, pág. 37) apunta a una edad Eifeliense.

Recientemente hemos encontrado:

- 500 m al SE de la represa del ibón de Tramacastilla:
  - *Kunthia crateriformis*, SCHULT
  - *Pleurodictyum problematicum*, GOLDF
  - *Strophodonte*, sp.
  - *Stictopora ? papillosa*, HALL
  - Crinoides tipo *Cystocrinatas*
- Orilla del río Escarra, al S del pico de Tres Hombres:
  - *Hemitryps cribosa*, HALL
  - *Cyathocrinites pinnatus*, GOLDF

Que confirma la edad Devónico medio de esta alternancia, en este lugar muy cercana del Tournaisiense del río Escarra, por lo que conlleva la necesidad de una laguna importante del Devónico en esta área.

#### 1.2.6. Caliza arrecifal de la Foratata (15)

Incluimos en este apartado tanto a las calizas de la Foratata, 400 m de potencia al N de Sallent, como las que entran en el rincón suroccidental de la Hoja, prolongación de las del monte Tobazo de la vecina zona de Canfranc.

Calizas correlacionables con éstas, se encuentran del otro lado de la frontera, en la vertiente francesa (calizas de Peygeret, etc., BIXEL *et al.*, 1985). Constituían un aparato arrecifal («calcaire a polypiers» de DALLONT, 1910) que según JOSEPH *et al.*, (1980) se extendía en dirección pirenaica en el Devónico. Más hacia el Oeste se las encuentra en la vecina Hoja de Ansó, en el alto río Aragón Subordán (Arraya de las Foyas, Puerto del Palo).

La serie tipo Tobazo consta de calizas masivas, de pátina clara, a veces con tonalidades grises y/u ocres, microcristalina, gris oscuro en fractura. Presentan niveles sillíceos y pasadas más arcillosas de calcoesquistos (5-10 m). Por sitios se detecta la presencia de vacuolas (2 cm) correspondientes a nódulos alterados a limonita. Localmente se encuentran brechas intraformacionales.

Estas facies contienen una fauna variada y muy abundante, en particular de pólipos (a veces silificados), existiendo rugosos, tabulados, y sobre todo stromatopóridos, que constituyen biostromas de hasta 3 m. También existen biohermos de corales de hasta 100 m de desarrollo lateral y 20 m de espesor, presentando material arcilloso que separa los biostromas.

BRESSON (1903) ya señala una edad Eifeliense para estas calizas con pólipos en Francia. En la vertiente española fue DALLONI (1910) el primero en datarlas como Eifeliense. Más tarde, SCHMIDT (1931) encuentra fauna que pudiera incluir incluso Devónico superior. VAN DER LINGEN (1960) en el Tobazo persiste en la presencia de esta edad. Los fósiles que encuentra son los siguientes:

- *Phacops* sp.
- *Atrypa reticularis* LINN
- *Favosites goldfussi* M. EDW. HAIME
- *Favosites polymorpha* GOLDF
- *Favosites reticulata* HAIME
- *Acervularia pradoana* HAIME
- *Cyathophyllum caespitosum* GOLDF
- *Alveolites* sp
- *Thamnapora* sp
- *Favosites* sp
- *Stringocephalus burtini*
- *Phillipsastres cf. iberensis*

Más tarde MIROUSE (1966) estudia estas facies en Peygeret y pico Billare (Lescún), en donde descubre fauna del Givetíense e incluso de la parte más inferior del Frasníense.

JOSEPH Y TSIEN (1985), JOSEPH *et al.* (1980) realizan diversos cortes y estudios de macrofauna y conodontos en el lado francés en este tipo de calizas, encontrando edades desde el Eifeliense medio y superior, a Givetíense superior y espesores de hasta 500 m.

Un trabajo más reciente (JOSEPH *et al.*, 1984) se ocupa del estudio de macrofauna y conodontos de las calizas arrecifales del Tobazo, las cuales constituyen un núcleo anticinal de modo que la base estratigráfica de dichas calizas no aparece. Encuentran edades del Givetíense y del Frasníense inferior. El carácter de la macrofauna indica un medio de plataforma arrecifal relativamente abrigada.

Las calizas de la Foratata tienen un aspecto más masivo y están parcialmente recristalizadas.

En la Foratata no hay datos precisos de conodontos, que conozcamos. Aparte de las citas de fauna históricas (DALLONT, 1910, pág. 66; WENSINK, 1962, pág. 17) existe la encon-

trada en los primeros campamentos (L. M. RIOS *et al.*, 1983, pág. 57) que indican una edad Devónico medio sin más precisión. Por su posición en la serie y correlación con las anteriores, la edad iría del Eifeliense superior al Givetense, sin que se haya podido mostrar la presencia del Frasnienense inferior.

## UNIDAD DE FERRETURAS

### 1.2.7. **Caliza de Moncalvos (17)**

Al Norte y encima de las calizas de la Foratata hay un tramo de pizarras negras. Más al Norte, por razones geométricas al realizar la cartografía, es necesario considerar una unidad tectónica con una superficie tectónica basal de corrimiento que la separa de la serie descrita anteriormente.

Esta unidad tectónica, al N de la Foratata, comprende las zonas de los picos Monclavos, Ferreturas y cresta de Los Calcites.

El término más inferior de esta unidad es la caliza de Moncalvos de unos 75-90 m de espesor. Consta de un tramo inferior de pátina gris en el paisaje y bancos gruesos, y un tramo superior algo menos potente de pátina amarilla, bancos decimétricos y separaciones pelíticas. Presenta una facies diferente a la de la Foratata.

Sobre este tramo de calizas viene en continuidad la serie de Ferraturas (ver epígrafe 1.2.8.) (WENSINK, 1962) del Devónico superior.

En la bibliografía no existen citas de fósiles referentes a esta caliza, debido quizás a un cierto grado de recristalización por la cercanía del granito del Balaitous. A pesar de la existencia del contacto tectónico antes citado se consideró (L. M. RIOS *et al.*, 1983) en 1980 por razones de simplicidad a esta caliza y formaciones suprayacentes como prolongación de la serie descrita en los epígrafes anteriores. Estas calizas podrían incluirse, según JOSEPH *et al.* (1980), en el complejo calcáreo-pelítico superior a las calizas arrecifales del Devónico medio, en el cual existen construcciones de varios metros de lentejones arrecifales de tetracorallarios y tabulados y eventualmente más potentes con estromatóporidos (cortes de Pourtet y Cambouet, JOSEPH, 1980).

Nuestro intento reciente de datación por conodontos ha resultado exitoso solamente en las muestras situadas en la parte basal de la caliza gris, que han proporcionado:

*Polygnathus asymmetricus* BISCHOFF & ZIEGLER

*Ancyrodella* sp.

*Polygnathus oratinodosus* ZIEGUER, KLAPPER & JOHNSON

*Polygnathus xylus* STAUFFER

*Polygnathus dengleri* BISCHOFF & ZIEGLER

que corresponden a la parte superior de la biozona del *P. asymmetricus* basal (Lower most),

(o subzono del *P. dangleri* superior utilizado en Norteamérica), siendo su edad Givetense superior somital.

Según este resultado podría haber un cierto solape de edad entre la caliza de Moncalvos y la caliza de la Foratata, y finalmente hemos adoptado como más probable esta hipótesis, considerando dos series estratigráficas independientes.

#### 1.2.8. **Calizas del Puy-Arcol (16)**

Tienen una potencia y organización secuencial equiparable a las calizas de Moncalvos: una parte inferior gris de pátina gris claro y aspecto algo masivo y una parte superior de pátina amarillenta con delgadas (cm) intercalaciones pelíticas.

Ocupan una posición simétrica a las calizas de Moncalvos pero al otro lado del río Aguas Limpias, extendiéndose hacia el Este hasta la cresta N-S del Puy-Arcol en donde dibujan pliegues hectométricos en una unidad biselada por la base por un contacto tectónico como en el caso de las calizas de Moncalvos. Su borde norte es una falla E-O directa que hunde el labio sur.

A falta de fósiles determinantes hemos optado por darlas provisionalmente un símbolo diferente a las calizas de Moncalvos, aunque probablemente son la misma formación.

#### 1.2.9. **Alternancia de pizarra y arenisca. Serie del «pic Lariste» (20)**

Las calizas de Moncalvos soportan unos 300 m de pizarras en alternancia con niveles arenosos. Las pizarras suelen ser micáceas, grises, aunque a veces son verdosas o negras. Los niveles arenosos consisten en intercalaciones centimétricas de calizas ocreas arenosas y, sobre todo, de areniscas ferruginosas (e incluso microconglomerados), en bancos de 20-30 cm que pueden mostrar estratificación cruzada derivada de *ripples*.

Esta serie fue denominada como de Ferreturas por WENSINK (1962), y es equivalente a la serie del Pic Lariste de MIROUSE (1962). Este autor cita fauna del Frasnienense en dicho pico:

*Phillipsastrea pentagona* D. GOLF

*Ancyrodella curvata*

*Polygnatus pennatus*

*Palmatolepsis subrecta*

*Icriodus alternatus*

Esto está de acuerdo con JOSEPH *et al.* (1980) que atribuyen este complejo detrítico al Frasnienense.

### 1.2.10. Calizas griotte y negra masiva o tableada. Liditas (21)

En la parte norte de la Hoja se han cartografiado juntas las calizas del techo del Devónico y base del Carbonífero que constituyen un conjunto de morfología fuerte en el tránsito entre el último tramo de naturaleza terrígena del Devónico y la serie de pizarras con las típicas grauvacas del Carbonífero.

El lugar donde la serie puede ser mejor estudiada es en la zona de Los Calcites, lo más lejos de la influencia de las aureolas de metamorfismo de los macizos graníticos. Si miramos la cresta de las Ferreturas desde el Este, veremos que esta serie dibuja en la ladera oriental de esta cresta un conjunto de estructuras; en el flanco sur del segundo sinclinal, empezando por la derecha, hemos realizado un corte bastante detallado.

Encima de la serie del «pic Lariste» antes descrita vienen:

- 36 m de caliza en bancos decimétricos a métricos de color gris a beige, de pátina amarillenta, localmente de aspecto «griotte».
- 7 m de alternancia centímetrica de calizas y liditas. La caliza es de color negro y pátina marrón.
- 6 m de caliza beige en bancos metricos de pátina gris claro a amarillenta y aspecto griotte.

Este conjunto de unos 49 m de potencia corresponde a las calizas conocidas como «griotte del Fameniense» en la literatura. No se ha encontrado macrofauna en este corte si bien L. M. RIOS *et al.*, (1983) señalan la presencia de *Gonoclymenia speciosa* MÜNSTER y *Kosmoclymenis undulata* MÜNSTER en otros afloramientos al SO del corte.

Las muestras de conodontos nos dieron los siguientes resultados:

- a unos 9 m por encima de la base de la caliza:

*Palmatolepsis g. labra pectinata* SIEGLER del Fameniense.

- a unos 4 m por debajo del nivel de liditas:

*Scaphignathus velifer* HELMS.

*Palmatelopis gracilis gracilis* BRANSON & MEHL.

*Palmatelopis perlobata schindewolfi* MULLER.

*Palmatolepis glabra lepta* ZIEGLER & HUDDLE.

*Bispathodus stabilis* morfotipo 2 BRANSON & MEHL.

*Pseudopolygnathus brevipennatus* ZIEGLER.

*Polygnathus sp.*

del Fameniense superior.

- a unos 5 m por encima del nivel con lítitas:

*Bispathodus stabilis* morfotipo 2 BRANSON & MEHL.

*Bispathodus aculeatus plumulus* RHODES, AUSTIN & DRUCE.

*Bispathodus costatus* morfotipo 2 BRANSON.

*Bispathodus aculeatus aculeatus* BRANSON & MEHL.

*Bispathodus ultimus* BISCHOFF.

*Bispathodus stabilis* morfotipo 1 BRANSON & MEHL.

*Bispathodus costatus* morfotipo 1.

*Geniculatus* ? sp.

*Polygnathus comunis carina* HASS.

*Polygbathus comunis comunis* BRANSON & MEHL.

*Spathognathodus* sp.

*Hindeodella*.

*Apathognathus* sp.

*Bispathodus aculeatus anteposicornis* SCOTT.

*Bispathodus bispathodus* ZIEGLER, SANDBERG & AUSTIN.

*Hibbardella* sp.

*Palmatolepis gracilis gracilis* BRANSON & MEHL.

*Palmatolepis gracilis gonioclymeniae* MULLER.

del Famiense superior.

Es interesante y novedoso señalar la presencia de un nivel de lítitas dentro del Fameniense, aparte del ya conocido hacia la parte alta del Tournaisiense (MARK y WESINK, 1970).

Sobre el «griotte» famieniense anteriormente descrito vienen:

— 3 m de caliza gris beige en bancos de hasta 20 cm de pátina gris claro, con una pasada de pizarra negra con pátina ferruginosa. No hay elementos de datación.

— 7 m. de lítitas negras en lechos desde 2 cm a 10 cm con nivelillos de algunos centímetros de pizarras negras y calizas negras.

— 17 m de calizas gris beige en bancos de 1 dm en la base y hasta 1 m en el techo con *Posteriocrinites crassus*. Pátina clara a veces algo rosácea, marrón hacia el techo. Facies de aspecto griotte. A unos 3 m por encima de la base encontramos los conodontos:

*Gnathodus delicatus* BRANSON & MEHL.

*Gnathodus semiglaber* BISCHOFF.

*Gnathodus pseudosemiglaber* THOMPSON & FELLOWS.

*Hindeodella hibbardi* COLLINSON & DRUCE.

*Synprioniodine microdenta* ELLISON.

del Tournaisiense superior.

— medio metro de caliza arenosa de pátina marrón amarillenta.

— 10 m de caliza negra tableada de pátina gris. A unos 3 m del techo se encuentran los conodontos:

*Gnathodus delicatus* BRANSON & MEHL.

*Gnathodus pseudosemiglaber* THOMPSON & FELLOWS.

*Gnathodus pseudosemiglaber-texanus*.

*Hindeodella segaformis* BISCHOFF.

*Hindeodella ibergensis* BISCHOFF.

*Gnathodus typicus* morfotipo 2 COOPER.

*Hindeodella hibbardi* COLLINSON & BRUCE.

*Hindeodella croka* COLLINSON & BRUCE.

del Tournaisiense superior.

Por encima viene ya la sedimentación terrígena del Carbonífero, que en este lugar no empieza por la alternancia de pizarras y grauvacas, sino que a las calizas negras sigue un potente tramo de pizarras con algunas finas intercalaciones de arenisca micácea.

Otros cortes han sido descritos al Sur de Las Ferreturas (WENSINK, 1962; WATERLOT, 1967). Diversos céfalópodos (*G. crenistria* PHILL, *G. sphaericus* MART, etc.) han sido encontrados en los campamentos, lateralmente en diversos afloramientos (L. M. RIOS *et al.*, 1983), atribuidos al Dinantiense B (Visiense).

## UNIDAD DE RESPUMOSO-VIGNEMALE

### 1.2.11. Caliza del coll de Soba (18)

En el pequeño circo del barranco de Sobas, situado en la parte norte de la hoja, al oeste del granito de Balaitous, aparecen unas calizas comprendidas entre un conjunto de pizarras con microrritmos y pseudonódulos arenosos (conjunto recubierto en general por depósitos glaciares), y una serie de cuarcitas alternante con pizarras negras.

El conjunto infrayacente es semejante en cuanto a facies a la formación 14 («pizarras con pasaditas arenosas») descrito anteriormente.

La serie suprayacente es semejante en cuanto a potencias y facies con la serie de Sia, tal como la conocemos en la Hoja de Bujaruelo.

Las calizas a las que nos referimos constan de un tramo inferior de unos 700 m de potencia de pátina gris clara en bancos decimétricos de caliza gris oscuro con cubos de pirita limonitizada, intercalados con niveles centimétricos de metapelita (corneana). El otro tramo, el superior, es de pátina chocolate y consiste en 20 m de una alternancia (cm) de calizas negras y calizas negras ligeramente siltosas.

Esta formación de calizas es muy semejante por su potencia, composición y naturaleza de las series adyacentes, a las calizas de Gabiedou (18, Hoja de Bujaruelo) o del pico Larrue, próximo al pico Gabiedou, pero en Francia (M. F. PERRET *et al.*, 1972), cuya edad está a caballo entre el Givetense y el Frasnense.

La caliza 18 asoma como núcleos anticlinales de dirección E-W debajo de la serie de Sia (que describimos en el epígrafe siguiente) en el área entre los plutones de Balaitous y Panticosa (anticlinales del pico La Gran Faja, del ibón de Pecico, del pico Piedrafita, etc.). Los materiales están afectados por la aureola térmica de los plutones, estando las calizas marmorizadas y deformadas de manera muy fluida. No obstante, hemos observado en la orilla sur del ibón de Pecico, cerca de su desagüe, el tramo de pátina chocolate antes descrito correspondiente al flanco norte del anticlinal del ibón de Pecico.

#### 1.2.12. **Mármol (19)**

Mención aparte merecen por su espectacularidad las marmoleras del macizo de los picos Infierno, bien distinguibles en el paisaje como grandes manchas de color blanco rutilante.

Son mármoles de grano grueso cuyas relaciones geométricas con el encajante son netas y en muchos casos secantes a la estratificación.

Debido a las condiciones térmicas en las proximidades de la granodiorita de Panticosa las calizas (mármoles) tienen un comportamiento fluido, pudiendo intruir en las rocas del entorno adyacente.

#### 1.2.13. **Cuarcitas y pizarras (56)**

Este tramo forma parte de la serie de Sia. Tiene una potencia de unos 300 m y está constituido de un modo muy similar al correspondiente de la Hoja de Bujaruelo.

Es una alternancia de pizarras negras y cuarcitas gris a gris oscuro en ritmos desde decímetro a metro, habiendo ocasionalmente barras de hasta 20-30 m de potencia. No se observa grano selección en los estratos de areniscas. Generalmente no hemos visto estructuras sedimentarias (laminación cruzada, etc.). Algunas veces se encuentran estructuras de pelita dentro de la arenisca, parecidas a *flaser*. Los límites de estratos son generalmente planos

(sin marcas de corriente, ni figuras de carga, ni surcos erosivos, etc.). En el estudio petrográfico-sedimentológico de A. LLENSE (1978) en zonas más hacia el este de la Hoja se le atribuye una facies sublitoral y las grandes barras corresponderían a cordones litorales.

#### 1.2.14. **Caliza de Los Musales (57)**

En la ladera sur de Los Musales y adyacente a las cuarcitas de la serie de Sia aparecen unos 50 m de un tramo compuesto por calizas en bancos métricos con algunas pasadas de pizarra. La caliza es de pátina amarilla, generalmente brechoide intraformacional compuesta de grandes clastos (cm), deformados, frecuentemente de naturaleza arrecifal (briozoarios, tabulados, etc.).

En el camino que sigue el trazado del antiguo cable de las obras de Respumoso hemos encontrado junto a otra fauna *Platyclymenia* sp., lo que denota una edad devónica superior para estas calizas, probablemente Fameniense.

#### 1.2.15. **Pizarras y cuarcitas (58)**

En oposición adyacente a las calizas del anterior epígrafe aparece en la zona de Los Musales una serie constituida por una alternancia (cm) de pizarras y cuarcitas o calizas arenosas de pátina chocolate o verdosa. Su potencia es difícil de estimar: 100-150 m como mínimo.

Por su facies y posición estratigráfica se correlaciona bien con la denominada *green formation* en la vecina Hoja de Bujaruelo.

### 1.3. CARBONIFERO

En este apartado se trata del Carbonífero preorogénico hasta entrado el Westfaliense. Se compone de un tramo inferior calcáreo al que sigue la facies *culm* con desarrollo considerable.

Al hablar de la unidad de Ferreturas ya se ha descrito en continuidad con el Devónico la unidad cartográfica 21, que incluye las calizas del Carbonífero inferior.

En el resto del área falta la caliza del Fameniense y existe una laguna estratigráfica de importancia considerable, sobre la que el Carbonífero viene con la serie que se describe a continuación.

#### 1.3.1. **Calizas negras masiva o tableada. Líditas (22)**

Esta unidad aparece en la parte suroccidental de la Hoja, mostrando la sucesión siguiente (de abajo a arriba):

— Caliza de pátina amarilla, griotte, beige a gris claro en fractura en bancos 10-40 cm, con un tramo hacia la base con pasadas centímetricas de lídita. La potencia es de 14 m

en el río Escarra, 70 m en el Canal de Izas y 40-70 m en el valle del Aragón. A la lista y zonación por conodontos aportada por MARMS y WENSINK (1970), que definen una edad Viseense y Tournaisiense en el tramo con lítitas, podemos añadir los de las muestras recogidas por nosotros en el río Escarra, que dan, ya desde la base, una edad Viseense inferior sin descartar el Tournaisiense superior:

*Gnathodus pseudosemiglaber* THOMPSON FELLOWS.

*Gnathodus texanus* ROUNDY.

*Spathognathodus campbelli* REXROAD.

*Mindeodella bibbardi* COLLINSON DRUCE.

*Mindeodella iberensis* BISCHOFF.

*Synprioniodina microdenta* ELLISON.

— Calizas tableadas negras de grano fino en bancos decimétricos con laminación paralela. La potencia es de 80-100 m en el río Aragón, de 80 m en la Canal de Izas. La edad por conodontos (MARKS y WENSINK, 1970) está a caballo entre el Viseense y el Namuriense.

— Hacia arriba aumenta el espesor de los bancos hasta del orden de 1 m y constituyen un tramo de aspecto masivo. Puede haber niveles de brecha intraformacional de edad por conodontos (MARKS y WENSINK, 1970), Namuriense. La potencia es de 150 m en la Canal de Izas, así como en el río Aragón. Este tramo y el anteriormente descrito no se separan bien en el río Escarra, en donde en conjunto miden unos 30 m.

— Calizas arcillosas tableadas y tramos de pizarra calcárea. La consideramos como una facies de transición gradual al culm. La potencia es de 50 m en la Canal de Izas, así como en el corte citado del río Aragón...

### 1.3.2. Grauvacas y pizarras. Facies Culm (23)

Encima de las calizas descritas anteriormente se desarrolla una potente serie: alternancia de pizarras y grauvacas grises con gruesas micas, en bancos generalmente de uno a varios decímetros, pero que pueden alcanzar varios metros. Abundan las impresiones vegetales. Anteriores descripciones se deben a WENSINK (1962) y WATERLOT (1967). Por correlaciones geométricas y de correlación con otras manchas del Pirineo ha sido atribuida al Namuriense y Westfaliense, aunque sólo se han encontrado fósiles del Westfaliense inferior y medio.

En la zona alrededor de Tres Hombres y hasta el collado de Izas se encontraron (L. M. RIOS *et al.*, 1983):

*Calamites cistii* BRONG.

*Sigillaria aff. utscheinederi* BRONG.

*Alethopteris lonchitica* BRONG.

*Equisetites* sp.

En el bloque fallado y hundido cerca de El Portalet encontramos restos de flora.

La potencia es mayor de 900 m estimados en la Canal Roya (J. M. GALERA, 1984).

#### 1.4. ESTEFANIENSE-PERMICO

La estratigrafía del Estefaniense y Pérmico corresponde a una sedimentación postorogénica en determinadas cuencas controladas por la tectónica tardihercínica.

##### 1.4.1. **Pizarras negras y carbón. Pizarras tobáceas. Conglomerados brechoides (25)**

El Estefaniense aflora tan sólo en la parte NW de la hoja, en torno al Campo de Troya, hasta más allá de la Punta de la Garganta.

Aparece con una potencia que ronda el centenar de metros (de 50 a 120 m), alcanzando su máxima potencia al sur del Campo de Troya.

Corresponde a las formaciones Campo de Troya y Punta de la Garganta de ROGER (en CLIN et al., 1970), y en otras áreas más orientales a la Unidad Gris de GISBERT (1981).

Se trata de un complejo vulcano-sedimentario que incluye de muro a techo andesitas, una alternancia de pizarras y pizarras más o menos tobáceas, carbón, conglomerados brechoides y andesitas de textura fina. Asimismo, pueden encontrarse finas pasadas arenosas y otras rocas piroclásticas. Gradualmente se pasa de una a otra de estas litologías a veces lateralmente.

Las andesitas se presentan en forma de coladas estratificadas y corresponden al primer episodio volcánico posthercínico (episodio Ossau) que se describe en el capítulo de Petrología.

El complejo vulcano sedimentario incluye además rocas piroclásticas, cineritas silicificadas, ignimbritas, tobas lítico-vítreas con esquistosidad y pizarras tobáceas en todos sus términos.

Las capas de carbón son de antracita debido al metamorfismo de contacto de las andesitas.

Los conglomerados brechoides contienen elementos angulosos de hasta 15 cm de andesitas, pizarras tobáceas, cherts, etc., siendo su matriz arcilloso-pizarreña.

En cuanto a su edad, existe una discordancia geográfica en la base, que hace que en ciertos lugares fuera de la hoja baje hasta el Westfaliense D (GISBERT, 1983), RIOS et al. (1980), señalan la presencia de plantas del Estefaniense en el barranco de Culivillas (*Calamites* sp. y *Pecopteris* ? *arborescens* SCHOLT).

Encima del complejo vulcano-sedimentario del Estefaniense, concordantes, se desarrollan las series rojas del Pérmico, estudiadas por MIROUSE (1959), VAN DER LINGEN (1960) y GALERA (1984). Estas series molásicas afloran en el cuadrante NW de la hoja con una potencia que sobrepasa el millar de metros.

#### 1.4.2. **Lutitas, areniscas y calizas grises** (26)

Las series rojas comienzan con un tramo de aspecto grisáceo, fácilmente distinguible en el paisaje.

Esta formación se compone de una alternancia de lutitas y areniscas rojas y grises, con pasadas de caliza gris clara (a veces oscura) con una potencia que varía del decímetro al metro. Las calizas presentan oolitos y convolutes (VAN DER LINGEN, 1960). GALERA (1984) describe la presencia de *Algas schizophiceas*, MITCHELDEANIA? La caliza varía entre una rudita y una micrita.

La potencia total de la formación es de unos 50 m, desapareciendo hacia el Valle del Aspe. Es correlacionable con la base de la formación Somport de MIROUSE (1959) y está a caballo entre las formaciones Campo de Troya y Somport de Roger (1970), asimismo se correlaciona bien con la unidad de tránsito de GISBERT (1981) en zonas más orientales. Estando el límite entre el Autuniense y el Estefaniense, según este autor, en esta formación.

#### 1.4.3. **Areniscas rojas** (27)

Concordante con la formación anterior, se desarrollan unos 250 m, en los que la litología predominante son areniscas rojas con presencia de estratificación cruzada y tamaño de grano variable. Hacia techo de esta formación se desarrolla el segundo de los episodios volcánicos tardihercínicos (episodio de Anayet).

Estas areniscas se componen en un 60 % de cuarzo, variando desde un tamaño de grano fino hasta ser microconglomerática (granos de hasta 1 cm), siendo en general los granos subangulares. Se presenta bien estratificada (dm-m), mostrando claras secuencias fluviales de tipo canal anastomosado. VAN DER LINGEN describe además *ripples*, niveles varvados lacustres y huellas de desecación. Pueden presentar niveles volcánicos interestratificados.

Corresponde a la formación Somport de MIROUSE (1959) y ROGER (1970) y a la Unidad Roja inferior de GISBERT (1981), estando incluida, según este autor, en el Autuniense.

#### 1.4.4. **Lutitas, areniscas rojas y calizas** (32)

Son varios los autores (GISBERT, 1981) que señalan una discordancia entre estas formaciones que él denomina Unidad Roja Superior, y el resto del Pérmico subyacente. En el área de estudio no existe evidencia de esta discordancia saólica, si bien VAN DER LINGEN (1960) señala que pueden existir localmente pequeñas discordancias angulares entre el 27 y el 32.

La potencia de esta formación es al menos de un millar de metros. La litología predominante son lutitas rojas, si bien existen pasadas subordinadas de areniscas, calizas y, sobre todo, de conglomerados, que cuando son importantes, se han separado en la formación 30. En cualquier caso se trata de un tramo heterogéneo, con rápidos cambios laterales de facies. Así, hacia Somport, predominan las lutitas (aunque existen escasas pasadas de 1/2 m de areniscas), mientras que hacia el E es más arenoso y los conglomerados son más potentes.

Espóradicamente aparecen nívellos de caliza de pátina amarillenta, de unos pocos metros

de potencia, siendo también frecuente la presencia en las lutitas de elementos calcáreos grises o amarillentos de origen pedogenético, probablemente ligado a un clima favorable a la aparición de zonas encharcadas calcáreas. Estos «nódulos» calcáreos dan a las lutitas un aspecto conglomerático.

Por último, conviene indicar la presencia de, al menos, dos niveles de conglomerados que se describen en la formación siguiente.

Esta formación se correlaciona con las series de Baralet y Marcantón de MIROUSE (1959), correspondiendo la primera de ellas a la base, con predominio de conglomerados, y la segunda al techo más lutítico. GISBERT (1983) la correlaciona con su Unidad Roja Superior, adjudicándola una edad Saxonense.

#### 1.4.5. Conglomerados (30)

Estos conglomerados están incluidos en la formación anterior (32). Se trata de conglomerados polígenicos, de matriz arenosa, elementos angulosos, de gran tamaño (hasta más del decímetro). Se presentan en niveles de hasta 5 m de potencia, pero sin continuidad lateral, acuñándose hacia los lados. La potencia de estos conglomerados puede superar los 200 m.

Existen dos niveles principales. Uno, hacia la base de la formación 32, y otro más alto en la serie, aumentando la potencia del primero de ellos hacia el E.

Corresponde en gran parte a la citada serie de Baralet de MIROUSE (1959).

### 1.5. CRETACICO

En el interior de la hoja hay laguna estratigráfica del Triásico, Jurásico y Cretáceo inferior.

El Mesozoico se presenta a partir de la transgresión del Cenomaniano superior (presencia de Prealveolinas y ausencia de Orbitolinas) discordante como en otras partes del Pirineo sur-central. A este respecto hay que señalar la presencia de Cenomaniano con Prealveolinas en la cumbre del pico granítico del Balaitous en pleno macizo de Cuaterets, lo que hace extensiva la existencia de esa laguna a gran parte de la llamada Zona Axial, al menos en esta porción del Pirineo Central, sobre la cual vendría directamente la serie del Cretácico superior con facies de plataforma (MIROUSE y SOUQUET, 1961).

El Cretácico superior es muy parecido al de la vecina hoja de Bujaruelo, pudiendo diferenciarse las mismas unidades o tramos. El espesor total aumenta gradualmente desde el centro de la hoja hacia el Oeste, pasando de medir 600 m en la transversal del río Gállego a 1.000 m en la transversal de la Pala de Ip-Collarada.

Hemos levantado una nueva columna por la ladera norte de la sierra de Peña Telera, al S del ibón de Piedrafrita, por el lado oriental del canchal de subida al collado de Telera. Este corte completa o confirma los anteriores datos de la columna del Turbón en la vecina hoja de Bujaruelo.

#### 1.5.1. **Calizas de pátina gris claro** (33)

Constituye un conjunto de aspecto masivo en el paisaje y de pátina gris claro de unos 105 m en el corte de Peña Telera.

Comienza en la base por unos 7 m de arenisca blanca con alguna intercalación de marga gris. Hay un conglomerado de base de matriz areniscosa y elementos de hasta algunos centímetros de diámetro, bien rodados, de naturaleza diversa (lítitas, caliza, etc.).

Siguen 10 m de caliza con vermiculaciones (aspecto «tigreado») de color gris a gris claro con lamelibranquios. Como microfauna más representativa están presentes *Prealveolina cretacea* y *Ovoalveolina ovum* que indican Cenomaniense superior.

Sigue un potente tramo de aspecto masivo en el paisaje formado por 73 m de caliza gris dolomítica recristalizada, en bancos métricos, localmente intraclástica, con algunos restos de Hippurites hacia la mitad superior y otra fauna (miliólidos, Idalina, etc.). La parte superior del tramo de aspecto masivo se completa por 16 m de caliza masiva, biomicrita con grandes miliólidos (entre ellos *Lacacinas*, lo que denota ya la presencia del Santoniano).

#### 1.5.2. **Calizas arenosas ferruginosas. «Maciños»** (34)

Es un tramo de unos 40 m de potencia en el corte de Peña Telera de morfología blanda y pátina amarilla en el paisaje. Lo componen bancos de unos 0,5 m de espesor de caliza intraclástica más o menos arenosa de tonos ferruginosos, a veces vinosos. Contiene restos diversos de fauna y microfauna *Nummofallotia cretáctica*. Se correlaciona bien con el tramo con Lacazinas de la hoja de Bujaruelo.

#### 1.5.3. **Calizas** (35)

Conjunto de pátina gris claro de unos 40 m de potencia, de morfología fuerte en bancos decimétricos o métricos. Se observan restos de Hippurites. Se trata de una caliza intraclástica con *Siderolites vidali*, *Orbitoides tissoti*, *Rotalia reichali*, etc. En la hoja de Bujaruelo (corte del Turbón), en la formación equivalente «calizas con Hippurites», las Lacazinas persisten hasta la mitad del tramo. Su edad puede estar a caballo entre el Santoniano y el Campañiense.

#### 1.5.4. **Calizas y calizas arenosas** (36)

Hacia la parte occidental de la hoja las dos unidades estratigráficas, descritas en los dos últimos epígrafes, están presentes pero su separación no es fácil. Hemos optado por cartografiarlas juntas en una unidad comprensiva.

### 1.5.5. **Calizas arenosas y areniscas margosas. «Areniscas de Marboré» (39)**

Esta formación, que toma su nombre del pico Marbore, en el macizo de Monte Perdido, presenta rasgos morfológicos muy acusados. En ella se producen los impresionantes escarpes de pátina amarilla de las laderas norte de las Sierras Interiores.

Fue ya atribuida al Maastrichtiense por ROUSSEL (1904) y desde entonces ha recibido la atención de diversos autores, entre los que cabe destacar a SOUQUET (1967), el cual incluye la parte inferior en el Campaniense basándose en el contenido de microfauna.

Se compone de calizas finamente arenosas y/o arcillosas y areniscas de grano algo más grueso de cemento calcáreo, en estratos de hasta 1 m de potencia.

La potencia total es de unos 420 m en el corte de Peña Telera, aumentando hacia el oeste hasta unos 700 m en la transversal Pala de Ip-Collarada.

La parte inferior de la formación es un tramo de morfología blanda de unos 100 m de potencia que hacia el oeste llega a alcanzar 250 m y hemos distinguido en cartografía.

La parte superior de la formación lo constituyen areniscas de cemento dolomítico.

En el resto de la formación aparece una tendencia a un carácter más arcilloso a medida que nos desplazamos hacia el oeste por el aumento del contenido en margas de un tramo que se va haciendo más potente en esa dirección.

### 1.5.6. **Areniscas margosas (37)**

Se refiere al tramo de morfología blanda antes mencionado en la base de la formación «areniscas de Marboré», que en la parte occidental se ha cartografiado aparte debido a su aumento de potencia y de su carácter más margoso. En el trabajo de JEURISSEN (1969) se le atribuye una edad Campaniense en base a su asociación microfaunística.

## 1.6. PALEOCENO-EOCENO

En el Terciario presente en la hoja hay que distinguir un tramo calcáreo basal de unos 130-230 m de potencia, en facies de plataforma que comprende el Paleoceno y el Ilerdiense más bajo y que generalmente corona en el aspecto morfológico los grandes escarpes de las Sierras Interiores. Lo hemos subdividido en tres unidades, como en la parte occidental de las hojas de Broto y Bujaruelo.

Encima viene directamente el *flysch*, que se extiende hacia el sur por la cuenca de Jaca y que se inicia probablemente con una edad Cuisiense.

### 1.6.1. Dolomía tableada (40)

En esta formación se cambia a un régimen de sedimentación carbonática diferente de la anterior, que tenía fuerte influencia detrítica. Es una dolomía de grano fino gris en bancos (dm-m) de pátina gris claro.

Comienza en la base por un tramo de dolomía masiva de unos 10 m de potencia en el fuerte de Santa Elena.

La potencia total es de 55 m en el corte de Santa Elena y de unos 85 m en la parte occidental de la hoja.

Por las razones expuestas en la memoria de la hoja vecina de Broto, se le atribuye una edad Paleoceno probablemente Daniense.

### 1.6.2. Caliza masiva. Areniscas calcáreas (41)

La mayor parte de la formación está constituida por un tramo potente de caliza masiva y pátina blanca en el paisaje. Las microfacies y contenido microfaunístico de este tramo ya fue estudiado en las hojas de Bielsa y Broto. Con la lupa hemos apreciado en el corte de Santa Elena, que la caliza evoluciona de ser de grano fino gris en la base a intraclástica y gris claro hacia el centro, y de grano fino y blanca en el techo.

La parte superior de la formación es caliza arenosa, aunque con potencia relativa menor que en la hoja de Bujaruelo (corte de Goritz). En el corte de Santa Elena hemos medido unos 4 m de caliza arenosa gris con *Operculina cf. heberti* y *Fallopella cf. alanensis*.

### 1.6.3. Calizas con sílex. Areniscas. Margas (42)

Esta formación es análoga a la correspondiente de las hojas de Broto y Bujaruelo.

Comienza en la base por un tramo de marga calcárea gris de 2 m de potencia en el corte de Santa Elena. En estas margas aparecen los primeros Nummulites (*N. globulus*), que marcan el comienzo del Eoceno.

Siguen 9 m de caliza intraclástica arenosa en la base con alveolinas (*A. aff. globula*) y operculinas (*O. senensi*).

La mayor parte de la formación y su rasgo más característico está constituida por la caliza gris en bancos pluridecimétricos con nódulos de sílex (20 m).

Por datos de la hoja de Broto al conjunto de esta formación le corresponde una edad Ilerdiense inferior.

## FLYSCH

### 1.6.4. **Flysch calcáreo basal (46) (43)**

El *flysch* comienza por un tramo en el que las secuencias turbidíticas son calcáreas. Las más frecuentes no sobrepasan el decímetro de grosor, presentando una base calcarenítica con laminación paralela, y calcáreo-arcillosa en el resto.

Algunas secuencias más potentes (0,3-0,4 m) comienzan por arenisca parda, presentando una secuencia incompleta de Bouma del tipo b c d e con gradación a caliza y luego marga.

Algunas muestras recogidas en la base fosilífera de algunas secuencias nos dan una edad no más moderna que Cuisiense superior-Luteciense (*Ampheslegina*, *Assilina*, etc.).

La potencia es variable según los sitios, pudiéndose cifrar en algunos centenares de metros.

### 1.6.5. **Olitostroma (44)**

La formación anterior puede acoger con desarrollo variable la (< 100 m) presencia de bloques de todos los tamaños, desde decimétricos a pluridecamétricos, que constituyen un nivel olitostrómico de matriz margosa. Existe una cierta gradación en los bloques con disminución de tamaños hacia el techo. La naturaleza de los bloques es caliza intraclástica o micrita, o micrita en bancos con disyunción en bolas. Por su contenido microfaunístico los bloques son de edad Eoceno sin más precisión.

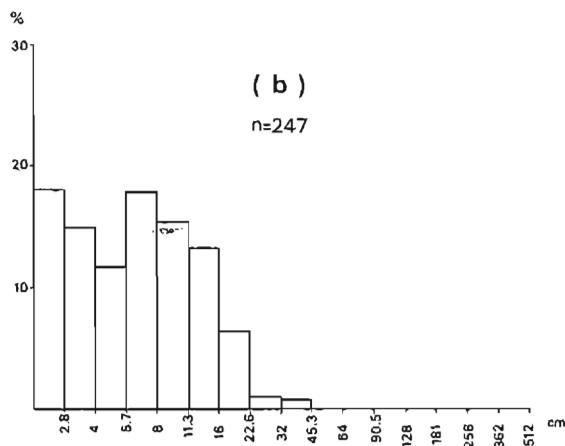
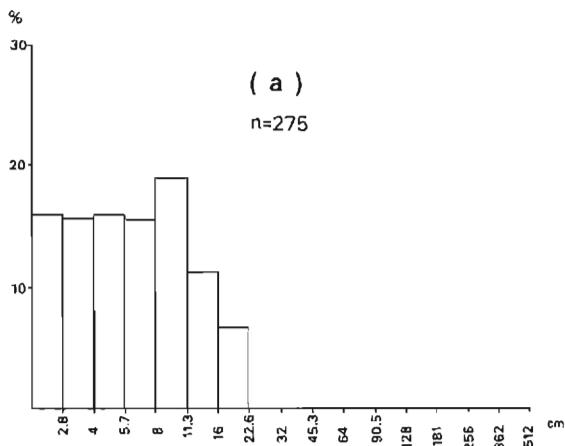
### 1.6.6. **Calcarenita (45)**

Esta unidad, junto con la anteriormente descrita, se puede considerar como una megacapa de las que se intercalan en el *flysch* de Jaca. La calcarenita está ausente en algunos sitios y tiene un desarrollo lateral discontinuo (de acuerdo con la morfología del fondo, que probablemente quedó bastante irregular tras la llegada de los bloques). Junto al extremo oriental del puente de Villanúa llega a medir unos 15 m de potencia y presenta granoclasicación desde un centímetro en la base (tamaño de los foraminíferos) a medio milímetro en el techo.

### 1.6.7. **Flysch pardo (46)**

Hemos denominado así a la serie que pudiéramos considerar como «normal» dentro de la cuenca de Jaca, formada por secuencias turbidíticas areniscosas con matriz arcillo-margosa.

Por la vía del ferrocarril, al S del barranco de Villanúa, hemos realizado un análisis secuencial de este *flysch*. Al nivel del paquete de estratos no parece que haya megasecuencias organizadas. Al nivel del estrato individual la figura adjunta muestra los histogramas de frecuencia de espesores de estratos de arenisca. El histograma «a» representa 275 medidas situado en un tramo de serie situado al Sur del tramo que representa el histograma «b».



HISTOGRAMAS DE FRECUENCIA DE LOS ESPESORES DE BANCOS DE ARENISCAS EN COLUMNAS DE DETALLE EN EL FLYSCH.

(a) Corte 1 en vía del tren, VILLANUA.

(b) Corte 2 en vía del tren, VILLANUA.

El tramo «b» está situado hacia la parte basal del flysch pardo. Presenta cierta bimodalidad y algunos bancos potentes que, no obstante, no sobrepasan los 45 cm.

El tramo «a» presenta una mayor regularidad y una distribución próxima a la lognormal con una sola moda.

El tramo «b» se sitúa en la serie unos 500 m por encima de la base del flysch pardo y el tramo «a» comienza unos 900 m por encima de dicha base.

#### 1.6.8. **Olistolito** (47)

Dentro de la serie flysch correspondiente al anterior epígrafe y aproximadamente en el mismo horizonte estratigráfico se encuentran grandes bloques de caliza de grandes dimensiones. En este horizonte se tiene la repetición, u otro nivel estratigráfico, del fenómeno que dio lugar a los olistostromas referentes al epígrafe 1.6.5.

Los bloques están constituidos por caliza de plataforma de edad Eoceno.

A veces tienen grandes dimensiones (hectométricas), siendo su forma tabular. Tal es el caso del situado al S del collado de Marañán, que llega a medir 1.300 m según la dirección general de la serie.

#### 1.6.9. **Olistostromas** (48)

Los bloques u olistolitos del epígrafe anterior se pueden presentar de manera aislada desperdigados por el paisaje o bien se presentan agrupados de modo que su diferenciación individual cartográfica ya no es posible. En este caso hemos considerado una nueva unidad cartográfica de olistostromas.

Esta unidad llega a tener una clara expresión morfológica, ya que hacia el oeste y hasta la región de Hecho, constituye las mayores cotas topográficas dentro del flysch al sur de las Sierras Interiores.

### 1.7. CUATERNARIO

#### 1.7.1. **Morrenas** (51)

Los sedimentos de origen glaciar más numerosos en la Hoja se sitúan a cotas que correspondían a las llamadas por BONO (1978) como «morrenas de altitud», entre 1.500 y 2.300 m.

En algunos casos, como, por ejemplo, en las proximidades de Saqués, Bubal y Hoja de Jaca, estos materiales se encuentran retocados por el derrubamiento y solifluxión recientes, encontrándose a menores cotas.

### 1.7.2. **Morrenas, cordones morrénicos** (49)

Hemos distinguido en cartografía la zona de la Canal de Izas y la comprendida entre Piedrafita y la Rinconada por la abundancia de cordones morrénicos en general, según la dirección de transporte. Se sitúan a cotas parecidas a las del nivel a que se ha hecho referencia en el epígrafe anterior.

Por la buena conservación de su estructura pudiera tratarse de depósitos más recientes, posiblemente de un glaciarismo en retroceso ligado de manera más restrictiva a las laderas norte de las Sierras de Peña Telera a Picos de Escarra e Izas.

### 1.7.3. **Cordones morrenicos recientes** (50)

Hemos distinguido los depósitos glaciares más modernos, de carácter frontal, en relación con los glaciares actuales (glaciar del Infierno, donde existe una verdadera morrena frontal) o con los neveros más importantes actuales, aunque no permanentes.

En el segundo caso se disponen de preferencia en la base de los taludes de los derrubios de ladera más importantes que miran al norte.

### 1.7.4. **Derrubios de ladera** (52), **Aluvial** (54), **Coluvial** (53), **Conos de deyección** (55)

Aparte de los derrubios de ladera hemos considerado a veces en el término más general de coluvial los depósitos de recubrimiento de laderas, a veces de pendiente suave, en general más antiguos que los anteriores, que suelen presentar un suelo ya protegido por la vegetación preferentemente de tipo herbáceo; pueden no tener una morfología característica o bien presentar señales de solifluxión, lo que se representa en la cartografía mediante la sobretrama correspondiente.

A este respecto hay que hacer observar que la solifluxión está presente en mayor o menor grado en los extensos pizarrales de la parte occidental de la Hoja, aunque el suelo se haya formado directamente a expensas de la pizarra. En los casos más patentes por foto aérea se ha representado con la misma sobretrama.

Dentro del aluvial, además de los actuales acarreos de los cauces fluviales, hemos englobado los acarreos recientes que pueden constituir pequeñas terrazas de altura pequeña sobre el cauce actual, de localización irregular y no sistematizables.

Por último, hemos distinguido en cartografía los conos de deyección más importantes, que conectan con los aluviones actuales y que pueden ser activos ocasionalmente.

## 2. **TECTONICA**

Considerando las grandes unidades de la tectónica alpina del Pirineo, la Hoja de Sallent pertenece en su totalidad al manto de Gavarnie, cuyo sustrato o autóctono relativo aflora

algo más hacia el este en la vecina Hoja de Bujaruelo. Como y se ha indicado en el capítulo de introducción, el manto de Gavarnie dentro de la Hoja se compone de materiales paleozoicos y, en la parte meridional, de la serie de las sierras cretáceo-paleocenas que constituyen su cubierta estratigráfica normal.

## 2.1. SUBUNIDADES EN EL PALEOZOICO

Dentro de los materiales del ciclo hercínico se han distinguido tres unidades de rango menor, que presentan algunas diferencias de orden estratigráfico, ya descritas en el capítulo correspondiente.

La primera de ellas constituye la mayor parte de la Hoja. Otra es la que corresponde a la que hemos llamado unidad de Vignemale-Respumoso, cuyo principal rasgo es la presencia de la serie cuarcítica de Sia. Entre ambas se sitúa la unidad de Ferreturas, que incluye la alternancia arcillo-arenosa de Lariste, de edad equivalente a la de Sia, y que puede prolongarse hacia el Este al otro lado del río Aguas Limpias hasta el Puy Arcol.

Las relaciones estructurales entre estas unidades son claramente de discontinuidad tectónica (contactos cabalgantes), al menos en el área que se refiere al valle del río Aguas Limpias y hasta el Puy Arcol. La edad de estos cabalgamientos no se puede precisar por el momento (hercínica o alpina).

En la ladera oeste del valle de Aguas Limpias se ve claramente, alrededor del pico Moncalvos, cómo la unidad de Ferreturas cabalga sobre la unidad de Respumoso. Sin embargo, en un contexto de vergencias al sur, su enraizamiento al norte de la unidad de Respumoso no está demostrado. Una solución menos trascendente desde el punto de vista tectónico sería considerar la posición original a la unidad de Ferreturas como intermedio entre las unidades de Pacino-Formigal y la unidad de Respumoso. En este caso el contacto tectónico del Pico Moncalvos sería un retrocabalgamiento, de modo que en todo momento la unidad de Ferreturas habría ocupado una posición frontal respecto al cabalgamiento de la unidad de Respumoso.

## 2.2. TECTONICA HERCINICA

Haremos la descripción de este apartado intentando adaptarnos a la ordenación de fases considerada en otras partes del Pirineo.

### 2.2.1. La fase 1

En el Pirineo se considera una fase anterior a la principal y de directrices transversas a ésta. Su existencia se deduce claramente en algunas áreas donde tiene una clara expresión cartográfica más o menos modificada por la fase principal. Tal es el caso en la unidad del río Baliera (MEY, 1967, 1968) o en áreas más cercanas, en la unidad del Chinipro, en la vecina Hoja de Bujaruelo.

En la Hoja de Sallent y en su ángulo SW (zona de Canfranc) aparecen pliegues precoces de dirección transversa al Pirineo, que posteriormente son intersectados por la esquistosidad principal, como se observa bien en algunos puntos concretos (ladera norte de la Canal de Izas, etc.).

De manera no tan evidente aparecen, en otros lugares de la Hoja, señales de una fase 1 transversa a la fase principal. Aparte de un cabeceo que puede ser importante, de los ejes de fase 2 dentro de su plano axial, por ejemplo, en los alrededores de Panticosa (J. M. RIOS, 1957), hemos reconocido algunas de las estructuras que cita VALERO y en las que se apoya para deducir la existencia de una fase 1 transversa (N-S a N 20 E). Así, la inflexión transversa que hay que admitir para hacer pasar la caliza 11 (flanco normal del gran anticlinal de la Montaña del Verde) de un lado al otro del valle del río Ripera, el anticlinal de eje muy verticalizado de la Peña Cuchiblanca (a 1 km al SSE del ibón de Algas) y el sinclinal contiguo por el norte en pizarras 12, que tiene plano axial de dirección NE y repliegues menores no compatibles con éste de fase 2; la repetición flanco normal, flanco inverso, flanco normal del Pico Faceras, que lo consideramos como un repliegue de flanco normal de fase 2 que se amortigua hacia el este. Todas estas estructuras y otras que describe VALERO en su tesis, si bien son señales claras de una fase previa (fase 1) transversa, nos parecen insuficientes para probar la existencia de pliegues tumbados de fase 1 de gran flecha con vergencia oeste, como sostiene este geólogo. Por otra parte, muchos de los ejes norteados que pueden encontrarse pueden ser simplemente ejes de fase 2 nacidos torcidos sobre ondulaciones transversas previas.

## 2.2.2. La fase 2 o fase principal

La fase principal hercínica (WENSKY, 1962) ha producido los pliegues muy aplastados, a veces de gran amplitud, de plano axial tendido y dirección más o menos N 110-120 E que se observan dibujados por la caliza 11 del Pacino, así como en la falda sur del pico Fenias y que atraviesan el río Caldarés hacia el este.

El anticlinal más inferior de éstos tiene su flanco normal en la Montaña del Verde (con un repliegue hectométrico de flanco normal en el pico Faceras). Dicho flanco se continúa hacia el este por la primera barra (la inferior) de la ladera oriental del valle del río Ripera hasta el lado sur del collado de Tendeñera.

El flanco invertido de este anticlinal se extiende desde el Mandilar hacia el Este por el collado de Sabocos, hasta el meridiano de Peña Forato. Hacia el SO se prolonga debajo del Cretácico superior discordante pero no llega, como prentede VALERO (1974), hasta los afloramientos de D<sub>1</sub> (Pizarras y Calizas 10) y D<sub>2</sub> (Caliza 11) al sur de Bubal, ya que estos, por las relaciones estratificación-esquistosidad de flujo, están en posición normal.

Bajando por el barranco de Travenosa desde el ibón de Sabocos se encuentra también este flanco inverso hasta llegar a un sinclinal, todavía más inferior, antes de entrar en el Silúrico. La caliza 11 del flanco normal de este sinclinal puede conectar salvando complicaciones de fallas con la caliza de Hoz de Jaca y quizás con las del sur de Bubal.

Superior al anticlinal descrito de la Montaña del Verde está el sinclinal del collado de

Tendeñera. La primera barra de caliza 11 al norte de este collado es flanco inverso de este sinclinal. Se la sigue hacia el oeste por el pico Escuelas, en cuya ladera meridional desciende topográficamente mediante repliegues de flanco inverso, más o menos perturbados por fallas, hasta enlazar con la segunda barra de la ladera oriental del valle del río Ripera, al cual cruza más al norte y desaparece hacia el oeste bajo una extensa morrena.

Estas estructuras de la fase principal van acompañadas de una esquistosidad de flujo con frecuencia paralela a la estratificación. En los lugares donde es oblicua aparece la refracción de la esquistosidad al pasar de niveles pizarreños a niveles calcáreos que se comportan como más competentes (mayor oblicuidad de la esquistosidad).

Dentro del área descrita, en la parte situada al sur del río Bolática, nuestras observaciones coinciden bien en lo esencial con la detallada cartografía de J. VALERO (1974). Este geólogo considera a la fase principal como la fase 2, lo que concuerda con el criterio seguido en otras partes del Pirineo (CLIN *et al.*, 1970).

### 2.2.3. Otras fases de plegamiento posteriores a la fase principal

En un trabajo de MULLER y ROGER, que comprende la mitad occidental del valle de Tena (J. MULLER y Ph. ROGER, 1977) se distinguen, posteriormente a la fase principal contemporánea de una esquistosidad ( $S_2$ ), que estos geólogos denominan  $SV_2$ , dos esquistosidades más, ulteriores,  $SV_3$  y  $SV_4$ , también hercínicas. La  $SV_3$  estaría presente de manera bastante general con una dirección media N 70 E, mientras que la  $SV_4$  estaría presente, sobre todo, en las áreas próximas a Sallent de Gállego y Panticosa.

En este apartado nos vamos a referir a las principales megaestructuras cartográficas y a sus relaciones posibles entre sí y con la fase principal, así como con las esquistosidades dibujadas por MULLER y ROGER.

#### *Sinclinal tumbado de vergencia al oeste en Las Forcas-Tres Hombres*

En relación con este sinclinal arqueado de dirección norteada (las calizas basales del Carbonífero que ocupan las cumbres de la montaña de Tres Hombres constituyen el flanco inverso de este sinclinal), hemos realizado en su entorno una serie de medidas a lo largo del río Escarra (pizarras con ritmos arenosos 14) al sur y al este de Tres Hombres. La esquistosidad principal  $S_2$  está deformada y basculada de acuerdo con un eje de guirnalda en estereograma paralelo a la charnela del sinclinal de Tres Hombres. Es decir, la producción de dicho sinclinal es posterior a la fase y esquistosidad principal.

Además, en este sector se observa de manera general una esquistosidad de crenulación (valor más frecuente N 90 E/60 N) bien agrupada en estereograma, y por consiguiente aparentemente no deformada por el movimiento que dio lugar a la estructura de Tres Hombres. La atribución de esta crenulación al alpino o al hercínico es incierta. Según el bosquejo de MULLER y ROGER, podría corresponder a  $SV_3$  o  $SV_4$ , pero en cualquier caso habría que situar una fase, la de producción de la estructura de Tres Hombres, entre la fase de esquistosidad principal y esta de crenulación.

### *Pliegues rectos N 155 E de la Foratata La Sarra*

Al NO de Sallent la caliza masiva de la Foratata dibuja en cartografía dos sinclinales con un anticlinal intermedio. Los planos axiales tienen una dirección media N 155 E y son subverticales. Los ejes tienen un buzamiento pronunciado hacia el NNO.

Por la carretera del embalse de La Serra, o sea en el entorno meridional de estos pliegues, hemos realizado una serie de medidas en las pizarras con pasaditas de arenisca del Devónico medio (12). Hay una esquistosidad de flujo  $S_2$  que frecuentemente, no siempre, es paralela a la estratificación.

La esquistosidad de flujo presenta una guirnalda de dispersión en estereograma, cuyo eje tiene un valor medio de N 152/40 N, que coincide, por lo tanto, con los ejes de los pliegues de la Foratata. El hecho de que estos ejes tengan un marcado buzamiento al Norte se puede explicar porque se han formado en un dominio previo de buzamiento regional al Norte de la estratificación  $S_0$ . Del mismo modo, el eje de dispersión de la esquistosidad  $S_2$ , antes mencionado, buza fuerte al Norte porque actúa en ese mismo dominio donde también la esquistosidad  $S_2$  tendría de partida un buzamiento al Norte de unos 47-70 grados y dirección probablemente la regional de la fase principal N 110 E.

Se observa además en este sector, como en el anteriormente descrito, de Tres Hombres-Escaña, una esquistosidad de crenulación que puede ir acompañada de pequeños repliegues en «V» no muy apretados de dimensiones de hasta 1-2 dm. Estos planos de crenulación se agrupan bien alrededor de un valor N 90 E/45 N. Según el esquema estructural de MULLER y ROGER esta esquistosidad de crenulación se correspondería con su  $SV_3$ . También aquí, en este área, se necesita admitir una fase de producción de los macropliegues, en este caso de la Foratata, posterior a la fase principal y anterior a la fase de crenulación, análogamente a como ocurre en el área del pliegue tumbado de Tres Hombres. Así, las circunstancias de sucesión cronológica en el tiempo parecen ser las mismas en el caso de los pliegues de la Foratata, y en el caso del sinclinal tumbado de Tres Hombres. Sin embargo, en los pliegues de la Foratata se trata de planos axiales subverticales, disposición diferente a la estructura de Tres Hombres.

Los pliegues de la Foratata y de Tres Hombres tienen una dirección norteada como otros pliegues de dirección submeridiana que han sido considerados por DEBON (1972, Fig. 3) como originados durante la intrusión de los granitos.

La esquistosidad de crenulación (posiblemente la  $SV_3$ ) antes mencionada hacia el NE, junto al río Aguas Limpias, puede corresponderse con una esquistosidad de flujo N 70-80 E/60-70 N en las calizas del flanco de uno de los macropliegues de la Foratata. Es decir, hacia áreas próximas a los granitos se detecta durante esta fase de deformación un aumento de la termicidad que propicia el comportamiento fluido de las calizas.

### *Pliegues E-O del área Respumoso-Pecico-Argualas*

Esta serie de pliegues de plano axial subvertical se observa en las areniscas de la serie de Sia, así como en las calizas infrayacentes. Los más aparentes son los anticlinales del pico Argualas, el del pico Piedrafita, el del borde sur del ibón de Precico, el del pico de la Gran

Faja. Todos ellos se encuentran en la aureola de metamorfismo de los granitos del Balaitous (granito de Cauterets) y de Panticosa que ha hecho desaparecer las texturas previas del encajante. Es el área donde se desarrolla espectacularmente la fluidez de las calizas en contraste con la relativa rigidez de las corneanas. Sobre sus relaciones con las estructuras descritas en los epígrafes anteriores y con los granitos no hay nada establecido de manera firme. Sus direcciones son paralelas al borde sur del granito de Cauterets, pero son normales al borde occidental del granito de Panticosa. El intentar discernir si la esquistosidad de flujo en las calizas es contemporánea de la formación de estas estructurales, no es fácil, ya que hay fenómenos de fluidez de calizas que son posteriores o persisten después de estas estructuras.

En general se da el paralelismo de las directrices de estos pliegues con las direcciones de la esquistosidad SV, antes mencionada, pero no se ha podido establecer la continuidad del paso de unas a otras.

#### *Fluidez de las calizas en la aureola de metamorfismo de los granitos*

El fenómeno de fluidez de las calizas ha sido objeto de atención especial en diversos puntos del Pirineo Central (M. CLIN, 1959, 1962; L. M. RIOS *et al.*, 1974, 1978; L. M. RIOS, 1984).

El metamorfismo térmico de los granitos ha transformado los materiales pelíticos en corneanas rígidas en comparación con los materiales calcáreos. En consecuencia los movimientos posteriores se hacen con un comportamiento mucho más fluido de las calizas (mármoles). Así se forman, por ejemplo, repliegues mesoscópicos que no son compatibles con sus situación en un determinado flanco de las magaestructuras E-O que mencionábamos en el epígrafe anterior.

Pero la manifestación más espectacular de la movilidad de flujo de las calizas (CLIN y BEZANCON, 1965) la constituyen las marmoleras del macizo del pico Infierno, que son el resultado de una fluencia en masa de calizas devónicas, a través de las corneanas suprayacentes a las cuales son secantes.

Las marmoleras del Infierno se instalan como muy tarde en el Estefaniense superior-Pérmino, ya que están surcadas por diques rectos de rocas magmáticas que CLIN y BEZANCON relacionan con el cortejo andesítico de esa edad. En estos diques, en la marmolera del barranco de Pondiellos, hemos recogido algunas muestras (determinaciones de A. CUETO, Cátedra de Mineralogía y Petrografía, E.T.S.I.M.). Algunas son efectivamente rocas volcánicas de tipo andesita. Otras, procedentes de diques que son cortados por los de andesita, corresponden a doleritas y dioritas porfídicas, las cuales, por otro lado, ya habían sido señaladas por WENSINK, y se integran en el cortejo de diques hipoabisales relacionados con los granitos. Así, pues, la fluencia de las marmoleras del Infierno es anterior a las últimas manifestaciones magmáticas del ciclo hercínico. El fenómeno de fluidez de las calizas está relacionado con los últimos movimientos de encaje de los granitos y ocurre en el área de aureola térmica de éstos, pudiendo alcanzar proporciones extraordinarias cuanto más cerca de los mismos.

### *Basculamiento hacia el Sur de la esquistosidad principal*

En la transversal correspondiente al río Gállego se puede deducir, mediante las medidas de esquistosidad principal, cómo ésta, presenta un abombamiento, pasando, salvo variaciones de detalle, de Norte a Sur de buzar hacia el Norte a una disposición subhorizontal y, ya en la región al S de Bubal, Polituara, a buzar hacia el Sur.

En el corte tectónico II-II' se muestra esta evolución, aunque algo perturbada por una fracturación de bloques más tardío.

Las relaciones geométricas con el Cretácico muestran cómo éste hubo de depositarse sobre materiales ya basculados en la tectónica hercínica. La prueba se tiene en el corte III-III', donde aparece dibujado el anticlinal de la Montaña del Verde de fase 2, con una falla de hundimiento un poco más al Sur. El flanco invertido de ese anticlinal se prolonga al S de dicha falla, llegando a estar basculado hacia el Sur y soportando el Cretácico superior normal de la Sierra de Tendeñera.

En el área de Sabocos pueden producirse pliegues (sinclinales antiformes), que deforman la esquistosidad  $S_2$  de dicho flanco previamente invertido. Uno de ellos es el Mandillar, bien visible en el paisaje desde puntos más occidentales del valle de Tena. Otro es el que se encuentra el E de la Montaña del Verde al otro lado de una falla de hundimiento y en el mismo contexto estructural. Estos pliegues, por otra parte, no deforman a la cobertura cretácico, si bien ésta se deduce que está deslizada hacia el Sur en la tectónica alpina.

Acompañado a estos pliegues de dirección N-110 E hay una esquistosidad de crenulación de fuerte buzamiento al N (VALERO, 1974), que podría corresponderse con la  $SV_4$  de MULLER y ROGER (1977) descrita más hacia el Oeste.

#### **2.2.4. Cabalgamientos**

Se producen fallas cabalgantes hacia el Sur que frecuentemente aprovechan las discontinuidades litológicas del edificio hercínico (WENSINK, 1962). VALERO (1974) considera que estas fallas serían tardihercínicas y habrían rejugado posteriormente en el Terciario, pero no vemos ningún argumento sólido, ni en pro ni en contra, para pensar que estas fallas tengan un origen tan antiguo.

Desde el punto de vista de la abundancia de estas fallas no pensamos que sean tan numerosas como indica WENSINK. Muchas de ellas pueden ser simplemente contactos estratigráficos normales, aunque hayan sufrido un cierto deslizamiento difícil de cuantificar. Hemos optado por no representar más que las que obligue la yuxtaposición de las deformaciones en cartografía.

#### **2.2.5. Tectónica distensiva tardihercínica**

Ya se ha hecho referencia al hablar de la estratigrafía del Estefaniense y Pérmico del carácter intramontañoso de sus cuencas de sedimentación ligadas al juego de bloque durante el

desmantelamiento de la Cadena Hercínica y consiguientes movimientos de compensación isostática.

En el interior de la Hoja, uno de estos accidentes morfológicos controlaba el límite sur de los de los depósitos de dicha serie, al modo de una empinada ladera contra la cual las sucesivas capas y coladas del Estefaniense y Pérmico vendrían transplantes. En el origen de ese rasgo morfológico habría una falla de hundimiento al Norte. Posteriormente dicha falla ha jugado como falla inversa durante la tectónica de comprensión alpina.

## 2.3. TECTONICA ALPINA

### 2.3.1. Fallas de distensión, probablemente del ciclo sedimentario alpino

A parte de la falla mencionada anteriormente que es sin-sedimentaria con el Estefano-Pérmico, hay una serie de fallas en el Paleozoico, a veces organizadas según haces de direcciones constantes, que no parecen corresponderse con otras que afectan al Cretácico.

Dichas fallas serían anteriores a la sedimentación del Cretácico, pero su edad precisa no se puede fijar. Entre éstas hay que considerar las del sistema de fallas SO-NE al Sur y Sureste de la Montaña del Verde. Posiblemente también las fallas de misma dirección en la zona de Tramacastilla-Panticosa, aunque no puede probarse su anterioridad al Cretácico.

Igualmente, las fallas E-O de la zona Bubal-Pedrafita que hunden hacia el Norte en escalera la serie del Devónico 10 + 11.

### 2.3.2. Marco general de la tectónica alpina

En la memoria de la contigua Hoja de Bujaruelo hemos actualizado la visión del marco general de la tectónica alpina del área de este estudio, la cual se inserta dentro del dispositivo de mantos de la vertiente surpirenaica. De acuerdo con la sistemática de Unidades y etapas de deformación allí adoptadas, la Hoja de Sallent pertenece al manto de Gavarnie constituido por los materiales paleozoicos y los del Cretácico y Terciario que se extienden hacia el Sur.

Siguiendo la nomenclatura que hemos usado hay dos fases de deformación ( $\phi_{3a}$  y  $\phi_{3b}$ ) bien visibles en los materiales alpinos y que acompañan al emplazamiento del manto de Gavarnie.

### 2.3.3. Tectónica alpina

Los materiales del Cretácico y Terciario basal constituyen las llamadas Sierras Interiores, las cuales, desde las Tres Marías en la Hoja de Bielsa hasta la Peña Forca en la Hoja de Ansó, presentan dos tipos de estructuras de plegamiento.

La primera de ellas ( $\phi_{3a}$ ) produce pliegues en la caliza del Terciario basal que hacia el núcleo se resuelven en fallas que devienen paralelas a la estratificación del Cretácico. A veces

dichas fallas rompen frontalmente, llegando a producirse escamas (hemos contado hasta cuatro) con superposición anormal del Cretácico («areniscas de Marboré»), sobre las calizas masivas blancas del Paleoceno e Ilerdiense basal. Dicha disposición se observa repetidamente en diversos lugares al oeste del río Gállego. Citemos, con más conocidos paisajísticamente, a Collarada y a Peña Telera.

Posteriormente ( $\varphi_{3b}$ ) se produce el plegamiento del conjunto de escamas con una esquistosidad de plano axial buzante unos 50°-60° al N. Un ejemplo de la estructura resultante se puede apreciar en la cabecera del barranco de Cecutar, afluente por la izquierda del río Uarín, al N del plan de Igüés en los contrafuertes del llamado Balcón de Pilatos.

La base del Cretácico está tectonizada presentándose en algunos puntos repetición de los términos basales del Cretácico (junto al ibón de Los Asnos; al S del ibón de Piedrafita, etc.). Dicho contacto representa la base de una unidad corrida hacia el Sur, que hace el E del collado de Tendeña incluye al Paleozoico de la unidad Bernatuarda-Lapazosa en la vecina Hoja de Bujaruelo (cabalgamiento de Otal-Sandaruelo, L. M. RIOS *et al.*, 1986). Dicha superficie tectónica está arqueada y deformada por la fase  $\varphi_{3b}$ . Es en ese momento también, cuando se produce el basculamiento general, hacia el S, de la serie cretácica, por ejemplo, en la transversal del río Gállego, al S de Collarada, etcétera.

La naturaleza tectónica del contacto del Cretácico con el Paleozoico se puede hacer generalizable hacia el Oeste. Sin embargo, ya a partir del Campanal de Izas (zona de Canfranc, de la cabecera del Aspe, etc.) no hay razones para considerarlo con ese carácter.

La unidad del Paleozoico del Otal de la vecina Hoja de Bujaruelo, infrayacente a la unidad antes mencionada de Bernatuarda-Lapazosa, presenta una compartimentación, según fallas contemporáneas de la tectónica tangencial, cuyo mecanismo hemos intentado explicar en la memoria de la Hoja de Bujaruelo (fallas «retrodirectas»). Una de estas fallas se prolongaría en el rincón SE de la Hoja de Sallent, hasta el pico de las Escuelas.

Otro tipo de estructuras muy patente en las Sierras Interiores es el de las fallas transversales que compartimentan el área que va desde el río Gállego hasta los mazicos del Aspe y del Bisaurín en la vecina Hoja de Ansó. Son posteriores a las estructuras ( $\varphi_{3a}$ ,  $\varphi_{3b}$ ) descritas anteriormente, puesto que las desplazan.

Por último hay que hacer mención, dentro de la Hoja, a las estructuras de edad alpina presentes en las capas del Estéfano-Pérmino. Dichos materiales están situados en una posición más septentrional que los descritos anteriormente, es decir en una situación más «interna» dentro del contexto de la Cadena. De ahí que muestren una deformación más intensa representada por una esquistosidad (buzante 40°-60° al N), que llega a ser de flujo y que ocupa posición de plano axial de frecuentes pliegues decamétricos.

La manera como este tipo de deformación ha de pasar a los materiales del sustrato es objeto de debate aún actualmente. En el esquema de MULLER y ROGER (1977) sólo localmente se interpreta a cierta esquistosidad (de fractua ?) como prolongación de la del Pérmino de la Hoja. En general, parece lógico pensar que un material como el hercínico, que ha sufrido ya una deformación íntima importante, es difícil que vuelva a soportar de nuevo una deformación penetrativa, a no ser que intervengan condiciones más severas de presión y temperatura que anteriormente, circunstancia que no se da en este caso.

### 3. GEOMORFOLOGIA

Los mayores relieves, desde el punto de vista litológico, se dan en el granito y en las calizas (ya sean paleozoicas o del Cretácico-Paleoceno). Los relieves negativos corresponden a pizarras y al *flysch* eoceno.

La Hoja se puede dividir en dos unidades morfoestructurales, que son el Paleozoico y el Mesozoico-Eoceno. En la primera zona el modelado glaciar tiene gran importancia, mientras que en la segunda zona la estructura es el factor primordial en el modelado.

En el Paleozoico predominan las formas preglaciares rejuvenecidas morfológicamente por erosiones actuales y cuaternarias. Las cumbres son de constitución granítica (Balaitous 3.151 m) y calcárea (Arnalias, 3.046 m; Infierno, 2.076 m).

En el granito el modelado es glaciar, si bien los procesos periglaciares son muy importantes inclusive en la actualidad (VIDAL *et al.*, 1983).

En general, existen niveles escalonados (LLOPIS LLADO, 1947): el nivel de crestas, el nivel de fondo de circos (2.200-2.300 m), otro intermedio a 1.700-1.500 m y los fondos de los valles a 1.000 m. Puede haber otros niveles debidos al modelado glaciar.

Los materiales eminentemente calcáreos del Mesozoico al Eoceno inferior constituyen las llamadas Sierras Interiores surpirenaicas, que pueden llegar a tener cotas muy elevadas (Collarada, 2.886 m; Talera, 2.764 m, o Tendeñera, 2.833 m). Esta alineación constituye una auténtica barrera a las redes hidrográficas, de modo que la mayor parte de ríos y arroyos tienen su cabecera en el flanco sur de este relieve. Relieve que tan sólo es atravesado en profundos cañones por el río Gállego y el Aragón, desarrollando ambos una segunda red de drenaje ya en terrenos paleozoicos.

En esta unidad carbonatada que son las Sierras Interiores, el *karst* adquiere gran importancia, tanto en *karst* de montaña como en las plataformas al sur del Collarada.

El factor morfológico fundamental, además de la litología, es la estructura, ya que existe una simetría, producto del buzamiento hacia el sur de los materiales.

Más hacia el Sur están las formas cíclicas del *flysch* eoceno.

Entre ambas unidades existe, como se ha indicado, una ruptura de más de 500 m, y se ha producido una inversión de relieve, dada la mayor plasticidad de los materiales paleozoicos (LLOPIS, 1947).

Existen tres períodos glaciares (BONO, 1978), correspondiendo la primera de ellas a la de Mindel, y sus efectos se pueden observar más al sur, fuera de la Hoja, en terrazas fluvioglaciares.

La segunda de las glacaciones es la de Riss. Corresponde a morrenas en las cubetas terminales. Y, por último, tenemos las «morrenas de altitud» (entre 1.500 m y 2.300 m), cuyos exponentes mejores se observan en la Canal de Izas y en la zona del ibón de Piedrafita.

Fruto de los episodios glaciares, es la presencia de bolas de granito en los depósitos

cuaternarios del río Aragón, provenientes del granito del Balaitous, habida cuenta que en la cabecera de dicho río no existen afloramiento graníticos.

## 4. PETROGRAFIA

### 4.1. PETROGRAFIA METAMORFICA

#### 4.1.1. Metamorfismo regional

El metamorfismo regional es de grado bajo, de la zona de sericitia-clorita.

Las calizas, lejos de la influencia de los granitos, presentan una esquistosidad de presión-disolución plena y más oblicua a la estratificación que la esquistosidad de flujo en los materiales pizarrenos, lo cual indica un comportamiento más competente en las calizas que en las pizarras.

#### 4.2.1. Metamorfismo de contacto

Desde el punto de vista de aureola de metamorfismo hay que señalar que ésta es única para los dos granitos (Cauterets y Panticosa).

Asimismo, aunque de muchísima menos importancia, se produce un metamorfismo de contacto en torno a las formaciones andesíticas del Estéfano-Pérmino, responsables, entre otros efectos, del metarmorfismo de las capas de carbón, que se encuentra como antracita.

La anchura de la aureola de contacto en torno a los granitos varía de una centena de metros a 3 ó 4 km, siendo las transformaciones que se producen función de la litología a la que afecte, y siendo en general mayor la zona de influencia térmica de los granitos en los materiales pelítico-arenosos que en los terrenos calcáreos.

En las zonas más próximas a los granitos las pizarras se transforman en corneanas, perdiendo su textura orientada y aumentando la proporción de cuarzo libre. Las rocas de esta naturaleza presentan un mosqueado de andalucita, generalmente en su variedad chiastolita, habida cuenta del alto contenido de estas pizarras en materia carbonosa. En algunas muestras existe cordierita, y más alejado de los granitoides la sericitia y la biotita son los únicos minerales de metamorfismo presentes.

Estos minerales son posteriores a la esquistosidad de flujo ( $S_2$  principal). THOMPSON (1968) señala que la recristalización tiene lugar durante la tectónica, correspondiente a los ejes que bordean al macizo de Panticosa.

Existen zonas de cizalla posteriores con presencia de clorita, cuarzo y moscovita (THOMPSON, 1968).

Los materiales calcáreos sufren procesos de recristalización, e incluso de marmorización; produciéndose además en la zona de contacto frecuentes *skarns*. En la zona del río Ara,

perteneciente a la Hoja de Bujaruelo, los análisis efectuados permiten definir la serie de metamorfismo en las calizas de acuerdo con su cercanía al granito hasta llegar al *skarn*, y según los minerales: tremolita-actinolita, wollastonita e idiocrasa. La zona de contacto, con un grado muy alto de metamorfismo, presenta desarrollados espectaculares de idiocrasas, con diópsido, epidota y granates cárnicos.

Es de resaltar el fenómeno de fluidez en las calizas, tan espectacular en las marmoleras de los picos del Infierno. Estos mármoles presentan una textura orientada definida por la elongación de los cristales de calcita y ocasionalmente por la alineación de cristales de tremolita. Este flujo, en algunos casos, deforma una esquistosidad de presión-disolución previa existente en la caliza, materializada por niveles silicóticos oblicuos a la estratificación, y que presumiblemente pertenece a la fase principal ( $S_2$ ). Así pues, las deformaciones posteriores a dicha fase principal, que se desarrolla con el metamorfismo regional, tienen lugar en condiciones de mayor temperatura, a la cual el comportamiento de las calizas es muy sensible, comportándose de manera menos rígida que los materiales pelíticos.

En la zona del barranco de Chinipi, en el valle de Canfranc, existe una zona con metamorfismo térmico ligado a las mineralizaciones allí existentes que llega a corneanificar las pizarras adyacentes al indicio. Al N, y al otro lado de un gran accidente E-W, las series rojas del Pérmico nos ocultan la continuación de la observación de este fenómeno.

## 4.2. PETROLOGIA IGNEA

### 4.2.1. **Vulcanitas**

#### 4.2.1.1. *Porfirita (1)*

Se ha cartografiado un dique de dirección E-W que atraviesa y bordea en parte por el Sur, el granito de Cauterets-Oeste, que por su importancia merece mención aparte.

Se trata de una porfirita con esquistosidad, que se suele encontrar propilitizada. La roca se compone de fenocristales de andesina en una matriz cristalina de plagioclasa microlítica con tendencia a textura ofítica. Existen en algunas muestras piroxenos (augita) y calcita, clorita, epidota, esfena y opacos.

Asociado a este accidente existe una importante cataclasis.

### 4.2.2. **Granitoideos**

#### 4.2.2.1. *Introducción*

El macizo de Cauterets-Panticosa ocupa una gran extensión en la presente Hoja.

Este granitoideo ha sido bien estudiado en su conjunto por DEBON (1972, 1975, 1980). Según DEBON corresponde a tres plutones calcoalcalinos alóctonos, con inclusiones maficas.

La aureola de contacto es única para los tres plutones, que son, sin embargo, estructuralmente independientes.

En general los contactos con la serie sedimentaria son limpios y netos; no obstante, existen numerosos enclaves por ambas partes.

En líneas generales existe cierto paralelismo entre la superficie límite de la intrusión y las direcciones de las estructurales (DEBON, 1972).

Los tres macizos diferenciables son:

- Cauterets-Este.
- Cauterets-Oeste.
- Panticosa.

El primero de ellos no aflora en la Hoja, si bien ocupa una mínima parte de la vecina Hoja de Bujaruelo.

#### 4.2.2.2. *Macizo de Cauterets-Oeste.*

El granitoide occidental de Cauterets ocupa una superficie total del 117 km<sup>2</sup>, de los cuales 16 km<sup>2</sup> corresponden a territorio español.

Los contactos con la serie encajante buzan en general hacia el exterior, llegando hacia el SE y S a hundirse bajo el macizo de Panticosa (CLIN y BEZACON, 1965).

Según DEBON (1972) está compuesta por tres facies concéntricas y una recurrente.

Las facies concéntricas son de núcleo a periferia: un granito monzonítico claro porfiroide de grano grueso con biotita moscovita y cordierita, que no aflora en la parte española de la Hoja. A continuación aflora una granodiorita de grado medio, con biotita (facies del Balaïtous) y con cantidades muy accesorias de anfíboles. Por último, existe un complejo entremezclado de granitos, granodioritas y dioritas cuarcíticas claras, heterogéneas con biotita, donde además son frecuentes formaciones eruptivas básicas, y muy frecuentes los enclaves de rocas sedimentarias.

La facies recurrente se compone de un granito monzonítico, claro, con tendencia profiroide, de grano grueso con biotita, existiendo a veces enclaves eruptivos básicos.

Los análisis efectuados en las muestras recogidas confirman los resultados obtenidos por DEBON.

##### — *Granito monzonítico de grano grueso (4)*

Así, la facies recurrente se trata de un granito de dos micas con feldespato potásico y plagioclasa (oligoclásico), pobre en ferromagnesianos.

— *Granodiorita de grano medio (2)*

La facies del Balaïtous es una granodiorita biotítica-hornbléndica, con andesina y feldespato potásico, cuyo orden de cristalización es anfíbol-biotita-plagioclasa-feldespato potásico y cuarzo

— *Granodiorita-diorita cuarcífera (3)*

En la facies más externa dentro de las concéntricas se han muestreado granodioritas biotíticas, dioritas y tonalitas biotíticas con ausencia de feldespato potásico.

#### 4.2.2.3. *Macizo de Panticosa*

El granito de Panticosa aflora en una superficie de 40 km<sup>2</sup>, de los que casi su totalidad pertenecen a la Hoja de Sallent.

Presenta una estructura zonada concéntrica definida por la sucesión de cuatro facies (DEBON, 1972; DEBON y MOREAU, 1973). Esta zonación ya fue detectada por VAN LANDEWIJCK (1960), que define facies leucocráticas en el núcleo del macizo y facies más oscuras hacia los bordes.

DEBON y MOREAU (1973) definen las cuatro facies con un granito central, una granodiorita leucocrática, otra más oscura y por último una cuarzodiorita.

DEBON (1972) cambia las denominaciones y divide el macizo de Panticosa en un granito monzonítico, una granodiorita clara, otra oscura y una cuarzogabrodiiorita (con gabro cuarcífero).

Siguiendo a DEBON señala la composición de la granodiorita oscura, de grano medio, con plagioclasa (andesina), cuarzo, biotita, feldespato potásico (microclino) y anfíbol. La gabrodiiorita cuarcífera tiene como minerales principales, plagioclasa (labrador-andesina), biotita, cuarzo, anfíbol (hornblenda) y piroxeno, turmalina y feldespato potásico como accesorios.

Por último THOMPSON (1968), define la facies más periférica como una granodiorita, con plagioclasa (andesina), cuarzo, biotita, clinopiroxeno (diópsido), feldespato potásico, como minerales principales y opacos, apatito, circón y esfena, como accesorios. Comparando esta facies con el resto de la granodiorita de Panticosa, se ve un acentuado enriquecimiento en Ca y Mg, y un empobrecimiento en K. Estos datos se confirman más tarde en los detallados análisis geoquímicos que efectúa DEBON (1972).

En general es un granitoide cuyo grano varía de fino a medio, que no presenta orientación (tan sólo, y muy ligera, en zonas de falla). Sus límites son bastante limpios.

Presenta una estructura concéntrica normal y asimétrica (DEBON, 1980). Su forma es también la de un embudo, similar a la del macizo Este de Cauterets. A diferencia de aquel macizo, las cuatro facies aquí existentes tienen una clara diferencia en los diagramas de

DE LA ROCHE, no existiendo solapas entre los distintos grupos. Las diferencias son acentuadas, en cuanto a la composición en Fe + Mg + Ti y en Ca.

El macizo de Panticosa corresponde a una única intrusión cuyo magma original era de composición cuarzodiorítico o dacítico (DEBON, 1980), y que se ha diferenciado en sucesivas etapas antes o durante su emplazamiento. El primer magma en intruir es la facies periférica, como sería lo normal dado su carácter más básico. A este respecto THOMPSON señala que dado el aumento de CO<sub>2</sub>, y el enriquecimiento en Ca y Mg, el punto de solidificación habría subido.

El origen de esta diferenciación está, según DEBON (1980), en la migración de fluidos de Si, K y Na de la periferia al núcleo; esto, además de estar de acuerdo con la composición química de las distintas facies, explica la abundancia de aplitas con turmalina en la zona central.

#### — *Granito monzonítico* (5)

Se trata de un granito muy leucocrático de grano medio, con plagioclasa (oligoclásica), microclino y presencia de biotita. Existen granitos que pueden ser clasificados como Adamellitas.

#### — *Granodiorita clara de grano fino* (6)

Son granodioritas de grano fino a medio, claras, con plagioclasa (oligoclásica-andesina), microclino, biotita y hornblenda. Los minerales máficos y la plagioclasa son idiomorfos. Conforme vamos hacia las zonas exteriores del plutón el contenido en hornblenda aumenta.

#### — *Granodiorita de grano medio* (7)

Está en un cambio muy gradual con el anterior, con un sucesivo aumento de la proporción de minerales ferromagnesianos, y una disminución progresiva del contenido en feldespato potásico.

#### — *Tonalita (Gabrodiorita cuarcífera)* (8)

De la granodiorita anterior se pasa progresivamente a una tonalita anfibólica con ausencia de feldespato potásico, y que tiene como minerales principales cuarzo, andesina, biotita, clinoanfíbol y clinopiroxeno, con una sausuritización intensa de las plagioclasas y una sustitución de los piroxenos por los anfíboles.

Hay todo un complejo desarrollo de diques asociados al cortejo granítico que afloran secantes a los terrenos sedimentarios circundantes.

Son abundantes los diques de microtonalitas y micropórfidos tonalíticos, con emplazamientos poco profundos y microdioritas. Otros diques observados son de diabasa y porfiritas andesíticas.

Otros autores (WENSINK, 1962; VAN LANDEWIJK, 1960) citan, además, la presencia de otras rocas hipoabisales como pórfidos cuarcíferos, porfiritas dacíticas, lamprófidos, etcétera.

#### 4.2.2.4. *Petrogénesis*

El conjunto del granito de Cauterets-Panticosa proviene según DEBON (1980) de una fusión parcial del manto, que da origen a un magma básico, de composición similar a la de un basalto calcoalcalino, pero rico en Mg, Cr y Ni. Al intruir en la corteza continental causa la fusión y creación de otro magma que es más silíceo. Ambos magmas por metasomatismo y quizás incluso mezcla, producen cuatro magmas híbridos, uno monzogranítico, otro granodiorítico y dos cuarzodioríticos (Po y Ceo).

Estos cuatro magmas ascienden independientemente uno de otro por la corteza, acarreando consigo en forma de inclusiones más o menos cantidad de magma máfico (lo que explica la presencia de inclusiones máficas). Posteriormente estos cuatro magmas evolucionan, hibridando los dos primeros y diferenciándose los dos últimos.

Así el macizo occidental de Cauterets corresponde a tres unidades de hibridación, el de Panticosa a una diferenciación ya señaladas del magma Po, y en el oriental de Cauterets tienen lugar los dos fenómenos, hibridación y diferenciación.

El conjunto del granito se presenta intensamente fracturado, siendo N-S y E-W las direcciones más frecuentes de fracturación en los macizos de Panticosa y Cauterets, respectivamente. A este respecto es importante señalar que las fracturas medidas en foto aérea en el macizo de Panticosa se corresponden en líneas generales con la representación polar de la fracturación que hace DEBON. Debida a esta fracturación es abundante la frecuencia de zonas cataclásicas y de milonitas.

Esta fracturación juega un papel primordial en la tectónica pirenaica, permitiendo el basculamiento de estos cuerpos graníticos.

#### 4.2.3. **Complejo volcánico del Estéfano-Pérmitico**

Se trata de una serie de afloramientos de rocas volcánicas de químismo intermedio, en concreto se trata de un vulcanismo andesítico, que ocupa parte de la zona noroccidental de la Hoja.

Este vulcanismo ya fue estudiado petrográficamente por MALLADA (1878), LAPPARENT (1911) y VAN DER LINGEN (1960), que además de realizar estudios petrológicos aporta datos paleomagnéticos.

Los estudios más recientes se deben a BIXEL *et al.* (1983) y a BIXEL y LUCAS (1983).

En la distensión posthercínica las cuencas estefanienses se abren, dando lugar a la aparición de manifestaciones volcánicas. Según estos autores son tres los episodios volcánicos que tienen lugar.

El primer episodio es de edad Estefaniense, y es conocido como vulcanismo tipo Ossau, ya que la manifestación geográfica más espectacular de este vulcanismo lo constituye el Midi d'Ossau en Francia.

Tenemos dos tipos de materiales, uno en la base de edad más antigua que se ha cartografiado como 24, formado por coladas de andesita, tanto ácidas con hornblenda y biotita, como básicas con diópsido cromífero, y/o con xenolitos de cuarzo, así como ingnimbritas.

Las otras rocas volcánicas lo constituyen cineritas y material tobáceo interestratificados en el Estefaniense y que se han incluido en dicha formación. Alguno de estos materiales, debido a su contenido en minerales arcillosos, pueden ser deformados con esquistosidad de flujo durante la tectónica pirenaica.

Hacia el final del Estefaniense tiene lugar la emisión de lavas andesíticas calcoalcalinas que constituyen el pico Midi, y que no aparecen en territorio español.

El segundo episodio volcánico, también calcoalcalino, contemporáneo a las series rojas, tiene lugar entre las formaciones 26 y 27 descritas en el capítulo de estratigrafía. Existen también dos tipos de materiales. Uno de ellos corresponde a la intrusión del Anayet (28), secante a las capas del Pérmico. Se trata de andesitas ácidas con diópsido, de textura traquítica.

El otro material (29) se compone de coladas de andesitas ácidas de composición muy similar a la intrusión del Anayet. Estos materiales se presentan concordantes a las capas del Pérmico, en forma de sills.

Por último, el tercer episodio corresponde a un vulcanismo alcalino, con producción de basaltos (31), que representen la última fase de la apertura de la cuenca.

## 5. HISTORIA GEOLOGICA

La historia sedimentaria del ciclo hercínico en lo referente a la Hoja hay que integrarla en el contexto del conjunto de las series hercínicas del Pirineo.

Tras una sedimentación activa de carácter terrígeno y en medio marino durante el Paleozoico inferior, el cual no aflora en el interior de la Hoja, se instala un período de calma con solamente aportes finos (arcillas) sobre fondos de carácter euxínico, protegidos de corrientes oxidantes, y en los que se preserva abundante materia orgánica de origen pelágico. Es en estas condiciones cuando se depositan las ampelitas del Silúrico, muy ricas en pírita singenética.

Al comienzo del Devónico se instala una sedimentación carbonática bastante uniforme, alternando al principio con niveles pelíticos (10) y más uniformemente calcárea después (11). El color de los sedimentos es gris oscuro y los fósiles escasos (crinoideos, algunos trilobites, etc.).

Hacia el final del Devónico inferior existe una mayor movilidad diastrófica que hace que la sedimentación sea terrígena (12) con algunos episodios calcáreos subordinados variables en cuanto a su potencia y facies.

A partir de un cierto momento (Eifeliense alto, Givetense), y durante una parte del Frasniense, hay una nueva generalización de los carbonatos (15, 17, 16, 18), según diversas facies que pueden iniciarse como calizas arrecifales (calizas de la Foratata) o calizas grises rítmicas de mayor extensión y uniformidad en un ambiente protegido no oxidante con pirita (calizas de Gabiedou), y se continúa con calizas de pátinas amarillentas, a veces de aspecto noduloso. Posteriormente, durante el Frasniense, existe una nueva invasión de terrígenos con un mayor desarrollo de los cuerpos arenosos (serie de Sia), según los ámbitos, lo que parece indicar una dinámica diastrófica aún más activa y una movilidad de los fondos que puede ocasionar variaciones rápidas de la serie.

En el Devónico superior hay un retorno a las condiciones de sedimentación carbonática («griotte famenense») probablemente de manera general.

Al final del Devónico tienen lugar movimientos de bloques asociados a fallas probablemente en distensión (J. M. GALERA, 1987), lo que ocasiona lagunas erosivas importantes en la parte SO de la Hoja y en regiones más occidentales. Tales movimientos serían el eco de la fase compresiva Bretónica de otras partes de la Cadena Hercínica.

Debajo del Carbonífero, y en mayor medida a como ocurre localmente en la vecina Hoja de Bujaruelo, hay en la parte suroccidental de la Hoja una laguna importante en el Devónico de los términos superiores a la unidad 12.

El Carbonífero comienza por un episodio poco potente de calizas griotte de colores claros, de sello pelágico (cefalópodos), con a veces presencia hacia la base de jaspes negros. Este nivel puede ser transgresivo y discordante cartográficamente, como ya se ha indicado.

Posteriormente, a partir de un cierto momento, en el Viseense, las calizas son rítmicas con laminación paralela, que más tarde denotan ya un cambio a unas condiciones menos tranquilas que anteriormente, como indican, por ejemplo, los niveles de brechas intraformacionales existentes en la parte de Canfranc y que preconizan una intensa reactivación de aportes terrígenos de tipo *culm*, los cuales representan, ya en medio parálico, el principio de una sedimentación sinorogénica hercínica que se prosigue en el Westfaliense.

La orogenia hercínica se produce hacia el final del Westfaliense. En el capítulo de tectónica se han descrito las principales estructuras resultantes de los acontecimientos en la tectogénesis hercínica. Estos sumariamente, en lo que se refiere a la Hoja, son:

- Fase 1 de plegamiento, de directrices transversales a las de la fase principal hercínica.
- Fase 2 de plegamiento o fase principal con esquistosidad de flujo en las pizarras.
- Fases posteriores de plegamiento probablemente sintectónicas con el emplazamiento de los granitos, granitoides circunscritos de nivel superior (AUTRAN *et al.*, 1970). Comportamiento fluido de las calizas.

La denudación y estabilización isostática de la Cadena Hercínica se puede considerar termi-

nada con el inicio de la sedimentación relativamente uniforme de las areniscas del Bunt, no presentes dentro de la Hoja, posteriormente a una sedimentación continental del Estefaniense y Pérmico en cuencas de distribución y morfología particular a veces intramontañosas y con vulcanismo subsecuente (C. LUCAS, 1971, 1972, 1977, 1985; J. GISBERT, 1983; BIXEL y LUCAS, 1983).

Una vez iniciado el ciclo sedimentario alpino no nos queda registrado de serie en la Hoja hasta la transgresión del Cenomaniense superior. Probablemente el Jurásico se depositó en continuidad con el Trías y en la facies carbonáticas homogéneas presentes más hacia el E en la cuenta de Graus-Tremp.

Durante el Cretácico inferior ocurrieron probablemente vicisitudes difícilmente reconstruibles.

La sedimentación del Cretácico superior representa el desbordamiento hacia el Sur, sobre la plataforma ibérica del surco norpirenaico, donde se situaban mayores subsidencias y facies más profundas.

Este régimen se prosigue en ambiente carbonático durante el Paleoceno e Ilerdiense basal. Tras una laguna estratigráfica de gran parte del Ilerdiense (Hoja de Broto) comienza con el Cuisiense una sedimentación activa de tipo *flysch*, según un surco ya netamente surpirenaico, al mismo tiempo que se inicia la tectogénesis alpina y emersión de las partes más internas de la Cadena. La surrección progresiva de la Cadena tiene como consecuencia en áreas más al Sur de la Hoja el desplazamiento del eje de subsidencia (depocentro) de las molasas del surco surpirenaico hacia el Sur: en el Oligoceno al sinclinalio del Guarga y en el Mioceno a la actual llanura del valle del Ebro (PUIGDEFABREGAS, 1975).

Para el desarrollo y estructuras de la tectónica alpina remitimos al lector al capítulo correspondiente. Resaltamos que el fenómeno más importante es de fallas de cabalgamiento con flechas de desplazamiento que pueden ser importantes: más de 15 km en el caso del Paleozoico del manto de Gavarnie (SEGURET, 1969) y deformación posterior del conjunto mediante amplios arqueamientos y eventualmente producción de esquistosidad de disolución en los materiales aptos para ello (calizas del ciclo alpino, principalmente).

## 6. GEOLOGIA ECONOMICA

### 6.1. MINERIA Y CANTERAS

En la actualidad, tan sólo existen dos explotaciones en activo en el ámbito de la Hoja. Una se sitúa en la carretera de Francia, donde «Minas de Formigal» explota una mineralización hidrotermal de fluorita. La producción anual aproximada es de 500 Tn de todo uno, ya que no separan la caliza de la mena. La segunda de las explotaciones es la de antracita del Campo de Troya (Mina «La Mejor»). Se trata de capas delgadas de carbón, en el complejo vulcano-sedimentario del Estefaniense. El carbón es de gran calidad térmica y está metamorfizado debido a las andesitas existentes.

A parte de estas dos labores en activo existen otras labores abandonadas e indicios de pequeño interés.

En cuanto al carbón toda el área de afloramientos Estefanienses es susceptible de ser investigada. Existe un pequeño indicio en las cercanías del Anayet con similares características que en el Campo de Troya.

En el valle del Aragón existen dos indicios de Cu-As, principalmente constituidos por arsenopirita, estudiados por VAN DER LINGER (1960b) y que probablemente no tengan relación con el granito existente más al E, sino que su génesis sea debida a removilizaciones del fondo geoquímico debido a un termalismo quizá posthercínico.

Dentro de los complejos peribatolíticos de Cauterets y Panticosa son numerosos los indicios existentes. Entre ellos destaca por su importancia la mina de Yenefrito en el río Bolática, estudiada por CUP y WENSICK (1959). Se trata de mineralizaciones, casi seguro, hidrotermales de Pb-Zn. Esta mina se encuentra actualmente abandonada.

Otra área que fue objeto de explotación, y donde existen numerosas socavones es la zona entorno al collado del Portalé, donde existen varios indicios todos ellos de fluorita, acompañada de cuarzo, calcosina, galena y pirita en pequeñas cantidades.

Un indicio similar existe en las cercanías de Lanuza, de fluorita, y con cuarzo, calcopirita, pirita y galena.

En cuanto a Pb-Zn otros indicios existentes son el de La Orindera, entre Lanuza y Sallent, y otro en la cabecera del barranco de Pondiellos, con una paragénesis muy compleja constituida principalmente por galena y calcosina, cuarzo, blenda, fluorita, pirita, tetraedrita, cobaltita y boulangerita.

Por último conviene indicar la presencia de zonas de *skarn*, sobre todo al sur del embalse de Respumoso, en el contacto entre un granito monzonítico y calizas devónicas de gran riqueza en sulfuros (pirita, pirrotina y calcopirita) y que según AUTRAN (1980) contienen scheelita.

Existen numerosas canteras en la Hoja, de ellas en Canfranc existe una activa que explota caliza marmórea para construcción. Asimismo en ese mismo valle hay tres inactivas, al igual que en Bubal y Lanuza, donde se explotan calizas del Devónico inferior.

En el *flysch* eoceno, de gran extensión hacia el sur de la Hoja, se halla situado el yacimiento de gas del Serrablo, actualmente en producción.

## 6.2. HIDROGEOLOGIA

No existe en la zona problemas de agua al ser una región con grandes precipitaciones anuales, de las que gran parte son en forma de nieve. Así, en Pueyo de Jaca, al sur de la Hoja, la precipitación media anual es de 1.257 mm, mientras que en altitudes superiores

como Sallent de Gállego es de 1.435 mm, o en el Balneario de Penticosa de 1.577 mm anuales.

La frontera con Francia se halla situada en el límite hidrográfico.

La red hidrográfica comprende dos cuencas principales. La del río Gállego en el centro y este de la Hoja, con sus afluentes Aguas Limpias, Caldáres y Bolática por la izquierda y Escarra y Lana Mayor por su margen derecha.

La zona occidental de la Hoja pertenece a la divisoria de aguas del río Aragón, con sus afluentes por la izquierda de La Canal Roya, Canal de Izas y barranco de Villanúa.

Asimismo, entre ambas cuencas se sitúa la cabecera del río Aurín, que confluye con el río Gállego en las inmediaciones de Sabiñánigo, varios kilómetros al sur de la Hoja.

— Área paleozoica: Ocupa el 75 por 100 de la Hoja. En ella la circulación principal es superficial, existiendo, no obstante, numerosas sugerencias.

— Áreas con Mesozoico y Terciario inferior: Corresponde a las Sierras Interiores de la zona surpirenaica, con materiales esencialmente calcáreos, donde se desarrollan importantes complejos kársticos.

En efecto, existen en la serie potencias de más de 200 m de calizas masivas susceptibles de ser karstificadas (calizas del Paleoceno-Ilerdiense), confinadas a techo y muro por formaciones más impermeables. El sustrato lo constituyen las areniscas calcáreo-arcillosas de la formación Marboré, mientras que a techo se halla el potente *flysch* eoceno de la cuenca surpirenaica.

— Área con *flysch*: Se trata del *flysch* eoceno, en el que nuevamente la circulación principal tiene lugar superficialmente.

## 7. PATRIMONIO NATURAL GEOLOGICO

La Hoja está situada en una región de relieves y desniveles importantes como corresponde a una cadena joven (menos de 40 millones de años), todavía no compensada isostáticamente y con una erosión activa. Ofrece, por ello, la contemplación de la organización de las masas rocosas según una tercera dimensión que es la vertical. Presenta, en general, un enorme interés para el estudioso o aficionado a la Geología, en particular en lo que se refiere a la tectónica de grandes pliegues hercínicos tumbados, superposición de fases de plegamiento, superposiciones de escamas de corrimiento en las sierras interiores, etcétera.

Se pueden citar como puntos privilegiados que ofrecen magníficas panorámicas de estos fenómenos geológicos los finales de dos pistas forestales, una se inicia en la represa de La Sarra, y finaliza a 2.000 m de cota en las inmediaciones del barranco de Sanda Collons. La segunda de las pistas es la que sale desde Hoz de Jaca y sitúa a 2.100 m en el ibón de los Asnos.

Por último, mencionaremos a las series molásicas del Estéfano-Pérmino, como ejemplo vulcano-sedimentario, y serie de relleno de cuencas intramontañosas.

## 8. BIBLIOGRAFIA

- ALUSTRE, E., ALMELA, A., y Ríos, J. M. (1957): «Explicación al mapa geológico de la provincia de Huesca» (E. 1:200.000). IGME. Madrid, págs. 1-253.
- ALMELA, A.; Ríos, J. M. (1951): «Estudio geológico de la zona subpirenaica aragonesa y de sus sierras maginales». *Actas I Congreso Internacional del Pirineo*. 1950. Sec. I. págs. 327-350 (1952).
- ALMELA, A.; GALVEZ-CÁNERO, A., y Ríos, J. M. (1958): *Mapa Geológico de España*. E. 1:50.000, 1.ª serie. Hoja núm. 211 Boltaña. IGME.
- ARCHE, A. (1971): «Estratigrafía del Devónico en los altos valles del Esera y Piqué (Pirineos Centrales)». *Acta Geol. Hisp.*, t. VI (1971), núm. 2, págs. 42-45.
- ARCHE MIRALLES, A. (1971): «Estudio estratigráfico de las cabeceras de los ríos Esera y Piqué. Pirineos Centrales. España-Francia». *Tesis Doctoral*. Madrid. Universidad Complutense, págs. 1-197.
- AUTRAN, A., FONTEILLES, M., y GUITARD, G. (1970): «Relations entre les intrusions de granitoïdes d'anateïe et le métamorphisme régional considérées principalement du point de vue du rôle de l'eau: cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées Orientales». *Bull. S.G.F.* (7), XII, núm. 4, págs. 673-731.
- AUTRAN, A. (1980): «Le cadre paleozoïque et orogénique hercynien de la formation des gîtes de skarns à tungstène des Pyrénées». *Memories B.R.G.M.*, págs. 193-203.
- BARROUQUERE, G.; DERAMOND, J.; MAJESTÉ, C.-MENJOLAS, C., y SOULA, J. C. (1969): «Interpretation microtectonique de la structure griotte». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 269, págs. 431-433.
- BEZANÇON, J. P. (1964) «Contribution à l'étude géologique de la bordure méridionale des massifs granitiques de Cauterets et des Eaux-Chaudes, Pyrénées centrales. Thèse 3.º Cycle. Bourdeaux, págs. 1-76.
- BICHOT, F. (1986): «La tectonique distensive carbonifère dans les Pyrénées. Correlations Est-Canadiennes et Ouest-Européennes». *These. Univ. de Bourdeaux III*, págs. 1-320.
- BIXEL, F., y LUCAS, C. (1983): «Magmatisme, tectonique et sedimentation dans les fosses stéphano permiens des Pyrénées occidentales». *Revue de Geol. Dyn. et de Géographie Phys.*, vol. 24-4, págs. 329-343.
- BIXEL, F.; MULLER, P., y ROGER, P. (1985): «Carte géologique. Pic du Midi d'Ossau et haut bassin du Rio Gállego. E. 1:25.000». *Instituto de Géodinamique*. Université de Bourdeaux, págs. 1-54.
- BOERSMA, K. T. (1973): «Description of certain Lower Devonian platform conodonts of the Spanish Central Pyrenees». *Leidse Geol. Meded.*, 49, págs. 285-301.
- BOERSMA, K. T. (1973): «Devonian and Lower Carboniferous conodont Biostratigraphy. Spanish Central Pyrenees». *Leidse Geol. Meded.*, 49, págs. 303-377.

- BOISSONNAS, J.; LAVIGNE, J., y CHAMBOLE, P. (1972): «Carte géologique détaillée de la France au 1:50.000 feuille n.º 1.085 (Pic de Haubermé) en couleurs, avec coupes et carton au 1:50.000».
- BRESSON, A. (1903): «Etude sur les formations anciennes des Hautes et Basses Pyrénées (Haute Chaîne)», *Bull. Carte Geol. France*, t. 14, núm. 93, págs. 45-322.
- CALVO, M.; MORENO DE VALENCIA, A., y ROVIRA, J. E. (1960): «Memoria geológica de los términos municipales de Piedrafita de Jaca y Tramacastilla de Tena. Memoria de Prácticas-E.T.S.I.M.M.
- CÁMARA, P., y KLIMOWITZ, J. (1985): «Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (Cuenca de Jaca-Tremp)». *Estudios Geológicos*, V, 41 (5-6), págs. 391-404.
- CANO ALONSO, R.; PASCUAL GARCÍA, J., PÉREZ SILVA, F. (1958): Localización del Gothlandense en la Hoja de Sallent, Huesca. *Not. y Com. del I.G.N. de España*, núm. 49, 53-62.
- CAREZ, L. (1904): «Sur la cause de la présence du Crétacé Supérieur à des grandes altitudes sur les feuilles de Luz et d'Urdos». *Bull. Soc. Géol. France*, 4.º ser., t. 4, págs. 77-84.
- CARO, Y. (1973): «Contribution à la connaissance des dinoglaçelles du Paléocène-Eocène inférieur des Pyrénées espagnoles. *Rev. Españ. Micropal.*, v. 5, págs. 329-372.
- CARO, Y.; LUTERBACHER, H.; PERCH-NIELSEN, K.; PREMOLI, I.; RIEDEL, W. R., y SANFILIPPO, A. (1975): «Zonations du Paleocene Supérieur et de l'Eocene Inferieur a l'aide de microfossiles pelagiques». *Bull. Soc. Geol. de France*, 7.º ser., núm. 2, t. XVII, Jun 1975, págs. 1-125.
- CASAS TORRES, J. M., y FONT BOTE, J. M.º (1945): «El Valle de Tena». *Pirineos* núm. 2, págs. 37-107.
- CHOUKROUNE, P., y SEGURET, M. (1973): «Carte structurale des Pyrénées». Université de Montpellier y Elf-Erap.
- CLIN, M. (1959): «Etude géologique de la Haute Chaîne des Pyrénées centrales entre le Cirque de Troumouse et le Cirque du Lys. *These Sc. Nancy*», págs. 1-324.
- CLIN, M. (1962): «Indices d'intensité dans la zone axiale des Pyrénées centrales». *Extrait des P. V. de la Soc. Liméenne de Bordeaux*, núm. 99, págs. 1-12.
- CLIN, M., y BEZANÇON, J. P. (1965): «Le contact meridional du massif granitique de cauterets: Traits généraux et particularités structurales». *Actes de la Soc. Linéene de Bordeaux*, t. 102, núm. 6, págs. 3-16.
- CLIN, M.; HEDDEBAUT, C.; MIROUSE, R.; MULLER, J.; ROGER, Ph., y WATERLOT, M. (1970): «Le cycle hercynien dans les Pyrénées». *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. 90, núm. 4, págs. 253-276.
- CLIN, M.; HEDDEBAUT, C.; MULLER, J., y ROGER, P. (1968): «Déformations transverses et plis couchés anté-estéfaniens, plis du revêtement Pyrénées dans la haute vallée du Rio Gallego (Pyrénées occidentales espagnoles)». *C. R. Ac. Sc. Paris*, 267, págs. 1131-1132.

- CLIN, M., y MIROUSE, R. (1963): «Remarques sur l'évolution de la partie centrale et de la partie occidentale du domaine axial Pyrénées, à la veille du l'orogénèse hercynienne». *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 256, núm. 1, págs. 216-218.
- CLIN, M., y MIROUSE, R. (1966): «Aperçu sur l'histoire de la zone primaire axiale des Pyrénées centrales et occidentales». *Trav. Lab. Géol. Pétrol.*, Toulouse núm. 6, págs. 1-3.
- CORSIN, P.; DEBON, F., y MIROUSE, R. (1973): «Données paléobotaniques sur l'âge de la "Serie de Sia"». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 276, Serie D, págs. 285-287.
- CROSS-OFFERNORDE, M., y KRIKATOV, S. (1972): «Sur quelques synclinoriums à cœur réputé carbonifère des Pyrénées espagnoles». *C. R. Ac. Sc. Paris*, ser. D, t. 274, págs. 1885-1888.
- CUP, H. C., y WENSINK, H. (1959): «The lead-zinc ores of the Yenefrito near Panticosa. Spanish Pyrénées». *Geol. Mijn.*, núm. 12, págs. 434-444.
- DALLONI, M. (1910): «Etude Géologique des Pyrénées de l'Aragon». *Ann. Fac. Sc. Marseille*, t. 19, págs. 1-444.
- DEBON, F. (1972): «Massifs granitiques de Cauterets et Panticosa, Pyrénées Occidentales». *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*. Service Géologique National, Orleans.
- DEBON, F. (1975): «Les massifs granitoides à l'estructure concentrique de Cauterets-Panticosa (Pyrénées Occidentales) et leurs enclaves. Un étude pétrographique et géochimique». *These Sci. Nancy. Fr. Sci. de la Terre. Mem.*, Fr., 33, págs. 1-420.
- DEBON, F. (1980): «Genesis of the three concentrically-zoned granitoid Plutons of Cauterets-Panticosa (French and Spanish Western Pyrénées)». *Geologische Rundschau*, B69, H1, págs. 107-130.
- DEBON, F., y MOREAU, H. (1973): «Nouvel exemple de massif granitique à structure concentrique: Le massif de Panticosa (Pyrénées Aragoneses)». *Mem. Soc. Linnéenne de Bordeaux*, núm. 1.
- DEGARDIN, J. M., y LETHIERS, F. (1982): «Une microfaune (Conodonta, Ostracoda) dans le silurien terminal des Pyrénées Centrales espagnoles». *Rev. Esp. De Micropaleontología*, Vol. XIV, 1982, págs. 335-358.
- EMA, E.; SIERRA, J., y SAENZ, J. (1960): «Estudio geológico-Petrográfico sobre el plutón de Panticosa». *Memoria de Prácticas*, E.T.S.I.M.M.
- FONTBOTE, J. M.; MUÑOZ, J. A., y SANTANACH, P. (1986): «On the consistency of proposed models for the Pyrénées with the structure of the eastern parts of the belt». *Tectonophysics*, 129, págs. 291-301.
- GALERA, J. M. (1984): «Estudio Geológico del Paleozoico de la cabecera del río Aragón. Provincia de Huesca». *Proyecto Fin de Carrera*. E.T.S.I.M.M., págs. 1-88.
- GALERA, J. M. (1987): «Estudio del Devoniano del Pirineo Central Español». *Tesis Doctoral*. Universidad Politécnica de Madrid. E.T.S. de Ingenieros de Minas, junio 1987.

- GARRIDO MEGÍAS, A., y CAMARA, P. (1984): «Evolución tectosedimentaria de las cuencas turbidíticas de Ainsa y Jaca (Zona Centro-Occidental de al vertiente Suspirenaica)». *Informe ENIEPSA*, págs. 1-4.
- GISBERT, J. (1981): «Estudio geológico-petrológico del Estefaniense Pérmico de la Sierra del Cadí. Diagénesis y sedimentología». *Tesis Doctoral. Univ. de Zaragoza*, págs. 1-313.
- GISBERT AGUILAR, J. (1983): «El Pérmico de los Pirineos españoles. X Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero». In *Carbonífero y Pérmico de España*, págs. 403-420. IGME.
- HAAF, E. TEN; VOO VAN DER, y WENSINK, H. (1971): «The S-External Pyrenees of Huesca». *Geol. Rundschau*, 60, 3, págs. 996-1009.
- HABERMEHL, M. A. (1970): «Depositional history and diagenesis of quartz-sand bars and lime-mud environments in the Devonian Basibé Formation (Central Pyrénées, Spain)». *Leidse Geol. Meded.*, 46, págs. 1-55.
- IGME (1983): «Actualización del inventario de recursos nacionales de carbón 1981. Zona Pirenaica». *I.G.M.E. Clave 9592*.
- JEURISSEN, G. F. J. (1969): «Geology of the Upper Cretaceous and part of the Lower Tertiary between the rio Aragon Subordan and the rio Gállego (Spanish Pyrenees, province of Huesca)». *Geologica Ultrajectina*, 10, 2, págs. 1-71.
- JOSEPH, J. (1973): «Le Paleozoïque de la nappe de Gavarnie entre le cirque de Troumouse et le Gave de Pau». *These 3<sup>er</sup> Cycle. Toulouse*.
- JOSEPH, J.; BRICE, D., y MOURAVIEFF, N. (1980): «Donnes paleontologiques nouvelles sur le frasnien des Pyrénées centrales et occidentales: Implications Paleogeographiques». *Bul. sc. Ha. Nat. Tolouse*, t. 116, F 1-2, págs. 16-41.
- JOSEPH, J.; MIROUSE, R., y PERRET, M. F. (1984): «Calcaires devoniens et carbonifères du Monte Tobazo (Pyrénées aragonaises, Huesca, Espagne)». *Acta Geológica Hispánica*, t. 19, núm. 3, págs. 149-166.
- LANAJA, J. M. (1978): «Estudio geológico del Paleozoico Meridional del Valle de Tena entre el río Gállego y el Collado de Izas en la zona axial del Pirineo Aragonés». *Proyecto Fin de Carrera. E.T.S. de Ingenieros de Minas de Madrid*.
- LANDEWIJK, J. E. (1960): «Some descriptive remarks about the petrography and structure of the Panticosa massif, Spanish Pyrénées». *Estudios geológicos*, t. 16, núm. 1, págs. 25-33.
- LINGEN, G. J. (1960): «Geology of the Spanish Pyrénées. North of Canfranc, Huesca province». *Estudios Geológicos*, Vol. XVI, págs. 205-242.
- LINGEN, G. J. (1960): «The arsenic-bearing cooper ores of Canfranc-Estación (Central Spanish Pyrénées)». *Geologie et Minébouw*, t. 12, págs. 729-736.

- LITH, J. G. J. (1965). «Geology of the Spanish part of the Gavarnie nappe (Pyrénées) and its underlying sediments near Bielsa (Provincia of Huesca)». *Thesis Utrecht, Geologica Ultrajectina*, núm. 10, págs. 1-67.
- LUCAS, C. (1972). «Itinéraires géologiques en Bigorre. Excursions au Pays des Nestes». *Travaux du laboratoire de Géologie-Petrologie de l'Université Paul Sabatier, Tolouse*, núm. 115.
- LUCAS, C. (1977). «Le Trias des Pyrénées, correlations stratigraphiques et paléogéographie». *Bull. B.R.G.M.*, IV, 3, págs. 225-231.
- LUCAS, C. (1977). «Permien et Trias des Pyrénées. Stratigraphie, éléments de Paleogeographie». In «Triásico y Pérmico de España», *Cuadernos de Geología Ibérica*, núm. 4, págs. 111-122, Universidad Complutense de Madrid.
- LUCAS, C. (1985). «Le Gres Rouge du Versant Nord des Pyrénées. Essai sur la Géodynamique de dépôts continentaux du Permien et du Trias». *These Doct. Etat, Univ. Paul Sabatier, Toulouse*, 1985, pág. 267.
- LUCAS, E. (1971). «Surface d'erosion triasique et déformations post-hercynique dans les Pyrénées centrales». *CR. Ac. Sc. Fr.*, 277, págs. 1944-1947.
- LLENSE, A. (1978). «Essai d'analyse sedimentologique de formations détritiques du Paleozoïque Pyrénéen: organisations séquentielles de les Séries de Sia et de las Bordas». *These 3<sup>e</sup> Cycle, Tolouse*, págs. 1-148.
- LLOPIS LLADÓ, N. (1947). «El relieve del Alto valle del Aragón». *R. Pirineos*, núm. 5, págs. 81-166.
- MAJESTE-MENIOULAS, C. (1979). «Evolution alpine d'un segment de chaîne varisque: Nappe de Gavarnie, chevauchement cinq-monts-gentiane (Pyrénées centrales et occidentales)». *These d'Etat Sc. Nat., Toulouse*, págs. 1-343.
- MALLADA, L. (1881). «Descripción física y geológica de la provincia de Huesca». *Mem. Com. Mapa Geol. de España*, Vol. 15, págs. 1-439.
- MARTÍ-BONO, C. E. (1973). «Nota sobre los sedimentos morrénicos del río Aragón». *Pirineos* núm. 107, págs. 39-46.
- MARTÍ-BONO, C. E. (1978). «Aspectos de la problemática geomorfológica del Alto Aragón Occidental». *Estudios geográficos* núm. 153, págs. 473-493.
- MENÉNDEZ AMOR, J., y MARTÍ-BONO, C. E. (1973). «Los sedimentos lacustres de Bubal (Alto Aragón)». *Pirineos*, núm. 7, págs. 47-54.
- MEY, P. H. W. (1967). «The Geology of the upper Ribagorzana and Baliera Valleys, Central Pyrenees, Spain». *Leidse Geol. Meded.*, 41, págs. 153-220.
- MEY, P. H. W. (1968). «Geology of the Upper Ribagorzana and Tor Valleys, Central Pyrenees, Spain». *Leidse Geol. Med.*, 41, págs. 229-292.

- MIROUSE, R. (1958): «Extensión et relations des séries Permiennes sur la feuille d'Urdos au 80.000<sup>e</sup>». *Bull. Serv. Cart. Géol. France*, núm. 257, págs. 209-218.
- MIROUSE, R. (1959): «Sur l'age des andésites de la haute vallée du gave d'Aspe (Basses-Pyrénées)». *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 3, págs. 65-66.
- MIROUSE, R. (1959): «Sur le "Grès rouge" des hautes vallées du Gave d'Aspe et de l'Aragon Subordan». *C. R. Ac. Sc. Paris*, 248, págs. 2361-2363.
- MIROUSE, R. (1966): «Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zona primaire axiale des Pyrénées». *These Doctoral Sc.*, Toulouse, págs. 1-672.
- MIROUSE, R. (1977): «Paléozoïque Supérieur et orogenèse varisque dans le domaine Pyrénéen. In La Chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale». *Coll. inter. CNRS*, núm. 243, Rennes, págs. 559-569.
- MIROUSE, R., y SOUQUET, P. (1967): «Presencia del Cenomaniense en la cumbre del pico Balaitous». *Not. y Com. del IGME*, núm. 93, págs. 79-82.
- MULLER, J. (1973): «Sur les tectoniques hercyniennes et pyrénées dans la partie occidentale de la haute chaîne des Pyrénées entre le Somport y le Pourtalet». *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 276, págs. 2871-2874.
- MULLER, J. (1977): «Style tectonique et évolution de la chaîne varisque dans les Pyrénées centrales et occidentales». *In la chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale*. *Coll. Inter. C.N.R.S.*, núm. 243, Rennes, págs. 646.
- MULLER, J., y ROGER, P. (1977): «L'Evolution structural des Pyrénées (domaine central et occidental). Le segment hercynien, la chaîne de fond alpine». *These Sc. Bordeaux. et Geol. Alp.*, t. 53, págs. 149-191.
- MURRI, E. (1977): «Thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Paleogene. Hecho Group System (South-Central Pyrénées, Spain)». *Mem. Soc. Geol. Ital. Sedimentology*, Vol. 24, núm. 1, págs. 107-131.
- PERRET, M. F.; JOSEPH, J.; MIROUSE, R., y MOURAVIEF, A. (1972): «Un précieux jalon chronohématigraphique dans le Paléozoïque Pyrénéen: la datation des "calcaires rubanés" du Pic Larrue (Hautes Pyrénées)». *C. R. Acad. Sci. Fr.*, t. 274, págs. 2439-2442.
- RIOS, J. M. (1955): «Memoria acerca de la organización y resultados logrados con el Primer Campamento para Prácticas de Geología. Pueyo de Jaca 1955». *Not. y Com. del I.G.M. de España*, núm. 40, págs. 113-131.
- RIOS, J. M. (1957): «Memoria acerca de la organización y resultados logrados en el Segundo Campamento para Prácticas de Geología, "Panticosa 1956"». *Not. y Com. del I.G.M. de España*, núm. 45, págs. 273-298.
- RIOS, J. M. (1958): «Memoria acerca de la organización y resultados logrados en el Tercer Campamento para Prácticas de Geología "Panticosa 1957"». *Not. y Com. del I.G.M. de España*, núm. 49, págs. 125-134.

- Ríos, J. M. (1958): «Memoria acerca de la organización y resultados logrados en el Cuarto Campamento para Prácticas de Geología "Panticosa 1958"». *Not. y Com. del I.G.M. de España*, núm. 52, págs. 183-196.
- Ríos, J. M. (1959): «Memoria acerca de la organización y resultados logrados en el Quinto Campamento para Prácticas de Geología "Canfranc 1959"». *Not. y Com. del I.G.M. de España*, núm. 56, págs. 269-288.
- Ríos, J. M. (1960): «Memoria acerca de la organización y resultados logrados en el Sexto Campamento para Prácticas de Geología "Panticosa 1960"». *Not. y Com. del I.G.M. de España*, núm. 60, págs. 259-282.
- Ríos, L. M. (1983): «La terminación-amortización occidental del manto de Cotiella y puesta al día de su marco geológico. Pirineos, provincia de Huesca». *Libro Homenaje a Carlos Felgueroso, C.G.S.*, Madrid, págs. 217-227.
- Ríos, L. M. (1984): «Reflexiones sobre las relaciones del encajante paleozoico con los granitos. Ejemplo de los Pirineos de Benasque, provincia de Huesca». *Actas del I. Congr. Español de Geología*, t. V., págs. 313-332.
- Ríos, L. M.; BELTRÁN, F. J.; LANAJA, J. M., y MARÍN, F. (1979): «Contribución a la geología de la zona axial pirenaica, valles del Cinca y Esera, provincia de Huesca». *Libro Homenaje al profesor Solé Sabaris. Acta Geológica Hispánica*, t. 14, págs. 271-279.
- Ríos, L. M.; BELTRÁN, F. J.; LANAJA, J. M.; MARÍN, F. J., y BODEGA, F. (1979): «Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXIV Campamento para Prácticas de Geología "Luis Solé Sabaris, Panticosa 1978"». *Bol. Geol. y Min.*, t. 89-6, págs. 613-616.
- Ríos, L. M.; FERNÁNDEZ DE CASTRO, F., y MARÍN, F. J. (1974): «Análisis estructural del área de Bonabé, Alto de Pallaresa, Lérida». *VII Congr. Inst. de Estudios Pirenaicos*. Pirineos, 116, págs. 37-50.
- Ríos, L. M.; GALERA, J. M., y BODEGA, F. (1986): «Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXI Campamento para Prácticas de Geología "Torla 1985"». *Bol. Geol. y Min.*, t. 97, f. 1.
- Ríos, L. M.; LANAJA, J. M.; BELTRÁN, F. J.; Ríos MITCHELL, J. M., y MARÍN, F. J. (1979): «Mapa Geológico de España, 1:50.000. Segunda serie, Hoja 31-8 Liena». *IGME*.
- Ríos, L. M.; LANAJA, J. M., y Ríos MITCHELL, J. M. (1979): «Mapa Geológico de España, 1:50.000. Segunda serie, Hoja 31-9 Bielsa». *IGME*.
- Ríos, L. M.; LANAJA, J. M., y FERNÁNDEZ, C. (1983): «Contribución a la Geología del Paleozoico del valle de Tena, Alto Gállego, provincia de Huesca». *Libro Jubilar J. M. Ríos*, t. III, págs. 45-60.
- Ríos, L. M.; LANAJA, J. M., y FRUTOS E. (1982): «Mapa Geológico de España, 1:50.000. Segunda serie, Hoja 31-9 Broto». *IGME*.

- Ríos, L. M.; NEILL, O., y BODEGA, F. (1984): «Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXIX Campamento para Prácticas de Geología "Canfranc 1983"». *Bol. Geol. y Min.*, t. 95, f1, págs. 93-95.
- SABATER, J., y ARAUS, M. (1960): «Estudio Geológico en el Pirineo Aragonés. Hoja de Sallent». *Memoria de Prácticas*. E.T.S.I.M.M.
- SCHMIDT, H. (1983): «Das Paläozoikum der Spanischen Pyrenäen». Abh. Ges. Wiss, Göttingen math. Phys. Kl. 3, *Folge*, H. 5, núm. 8, págs. 1-85.
- SCHWARZ, E. J. (1962): «Geology and paleomagnetism of the Rio Aragon Subordan, North and East of Oza. Spanish Pyrenees Province of Huesca». *Estudios Geológicos*. Vol. XVIII, págs. 193-240.
- SOLER, M., y PUIGDEFABREGAS, C. (1970): «Líneas generales de la Geología del alto Aragón occidental». *Pirineos*, 96, págs. 2-20.
- SOULA, J. C.; DEBAT, P.; DERAMOND, J.; GUCHEREAU, J. Y.; LAMORROUX, C.; POUGET, P., y ROUX, L. (1986): «Evolution structurale des ensembles métamorphiques des gneiss et des granitoides dans les Pyrénées centrales». *B. Soc. Geol. France*, 1986 (8), t. II, núm. 1, págs. 79-93.
- SOUQUET, P. (1967): «Le Cretace Supérieur Sud-Pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre». *These Sciences Univ. Toulouse*, págs. 1-529.
- THOMPSON, R. N. (1968): «A calcic marginal facies of the Panticosa graniorite, Spanish Pyrenees». *Proc. Geol. Assoc. G-B.*, Vol. 79, núm. 2, págs. 219-226.
- VALERO, J. (1974): «Geologie Structurale du Paléozoïque de la région de Panticosa, province de Huesca, Espagne». *These Doct. Sciences Bordeaux III*, págs. 1-78.
- VIDAL ROMANÍ, J. R.; VILLAPLANA, J. M.; MARTÍ-BONO, C., y SERRAT, D. (1983): «Rasgos de micromodelado periglacial actual sobre rocas graníticas de los Pirineos Españoles (Panticosa, Huesca y Cavallar, Lleida)». *Acta Geológica Hispánica*, t. 18, núm. 1, págs. 55-61.
- WATERLOT, M. (1967): «Contribution à l'étude géologique du Carbonifère ante-stephanien des Pyrénées Centrales espagnoles». *These Doct. Lille*, págs. 1-380. *Mem. del I.G.M. de España*, t. 70, págs. 1-259 (1969).
- WENSINK, H. (1962): «Paleozoic of the Gállego and Arán valleys, Huesca province, Spanish Pyrenees». *Estudios Geológicos*, 18, págs. 1-74.



Instituto Tecnológico  
GeoMinero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID