



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

boletín

geológico

y minero

VOLUMEN 103

Enero - Febrero 1992

NUMERO 1



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. 1.270/1988, 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.

Volumen 103
Número 1
Enero - Febrero 1992

boletín geológico y minero



revista bimestral de geología, minería y ciencias conexas fundada en 1874 - 5.ª serie

Sumario

| | | |
|--|--|-----|
| Geología | B. ABALOS y L. EGUILUZ: Geología estructural del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba | 3 |
| | J. GARCIA-SANSEGUNDO: Estratigrafía y estructura de la Zona Axial pirenaica en la transversal del Valle de Arán y de la Alta Ribagorça (Parte II) | 42 |
| | A. BARNOLAS y J. GARCIA-SANSEGUNDO: Caracterización estratigráfica y estructural del Paleozoico de Les Gavarres (Cadenas Costero Catalanas, NE de España) | 94 |
| Minería | D. GARCIA DEL AMO, R. LUNAR, J. SIERRA, R. OYARZUN y M. DOBLAS: La franja aurífera de Xallas (Galicia occidental, España): Las mineralizaciones de Albores dentro de un contexto tectónico y metalogénico evolutivo | 109 |
| Aguas subterráneas | J. M. MURILLO DIAZ, J. GRIMA OLMEDO y A. ERASO ROMERO: Aplicación del método de predicción de drenaje subterráneo al macizo del Garraf. | 120 |
| Geoquímica | J. A. MARTIN RUBI, J. RUBIO NAVAS, P. ALARCON DE PABLO y F. J. VALLE FUENTES: Aportación al conocimiento de la composición química de las eflorescencias de Peralta (Navarra) | 129 |
| Rocas industriales y ornamentales | R. FORT GONZALEZ, M. BUSTILLO REVUELTA, C. LOPEZ DE AZCONA y F. MINGARRO MARTIN: Tendencias geoquímicas durante el proceso de alteración de los granitos de la Catedral de Toledo | 136 |
| Información | A. CORDOBA PARDO y A. RODRIGUEZ BOUZA: Oro y despropósitos. La minería en el nuevo Reino de Granada. 1500-1810 | 148 |
| | L. M.ª RIOS ARAGÜES, J. M. CHARLET, J. M. GALERA FERNANDEZ, D. BARETTINO FRAILE y F. BODEGA BARAHONA: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXVII Campamento para Prácticas de Geología «Pirineo Central 1991» | 177 |
| | Noticias y Notas bibliográficas | 180 |

DIRECCION, REDACCION Y PUBLICACION

Ríos Rosas, n.º 23 - 28003-Madrid
Teléfono 441 70 67

ADMINISTRACION, DISTRIBUCION Y SUSCRIPCION

Doctor Fleming, 7, 2.º - 28036-Madrid
Teléfono 250 02 03

**INSTITUTO TECNOLÓGICO
GEOMINERO DE ESPAÑA**

**CENTRO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA, COMERCIO Y TURISMO**

El Instituto Tecnológico GeoMinero de España hace presente que las opiniones y hechos consignados en sus publicaciones son de la exclusiva responsabilidad de los autores de los trabajos

Los derechos de propiedad de los trabajos publicados en esta obra fueron cedidos por los autores al Instituto Tecnológico GeoMinero de España.
Queda hecho el depósito que marca la Ley.

EXPLICACION DE LA PORTADA

Foto:

Contención de las arenas arcóscicas de Madrid con pantalla de pilotes para construcción de un aparcamiento subterráneo.

(F. J. Ayala Carcedo)

Depósito legal: M. 3.279 - 1958
ISSN 0366 - 0176
NIPO 241 - 92 - 004 - 1

Imprenta IDEAL, S. A. - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - 28016-MADRID

Geología estructural del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba

Por B. ABALOS (*) y L. EGUILUZ (*)

RESUMEN

En este trabajo se presentan los resultados de las investigaciones realizadas en relación con la estructura del tercio central del corredor blastomilonítico de Badajoz-Córdoba. El corredor blastomilonítico está constituido por rocas metamórficas de edad Proterozoico Superior que han sufrido una evolución geodinámica muy compleja durante las orogenias cadomiense (evento D₁; Proterozoico terminal) y hercínica (eventos D₂ y D₃; Devónico Superior - Carbonífero). Esta evolución tectónica poliorogénica determina la superposición de las estructuras debidas a dos fases de deformación sinescistosas (D₁ y D₂) y a una fase posterior de replegamiento (D₃). Las deformaciones cadomienses están relacionadas con el cabalgamiento hacia el S de un complejo gneísico de subducción-colisión sobre un para-autóctono metapelítico de grado bajo. Por su parte, las deformaciones hercínicas están relacionadas con un cizallamiento transcurrente sinistral importante en el seno de una zona de cizalla subvertical.

Palabras clave: Estructuras cadomienses, Estructuras hercínicas, Corredor blastomilonítico de Badajoz-Córdoba, Ossa-Morena, Macizo Ibérico.

ABSTRACT

In this paper the results of works dealing with the structure of central parts of the Badajoz-Córdoba shear belt are presented. The shear belt is made of Upper Proterozoic metamorphic rocks that underwent a complex geodynamic evolution during the Cadomian (regional D₁ event; late Proterozoic) and Hercynian orogenies (D₂ and D₃ events; Upper Paleozoic). This poly-orogenic tectonic evolution gives rise to the superposition of structures generated in the course of two syn-schistose deformation phases (D₁ and D₂) and a subsequent phase of refolding (D₃). Cadomian deformations are related to the southwards-directed emplacement of a subduction-collision gneissic complex thrust over a low-grade metapelitic para-autochthon. On the other hand, Hercynian deformations are related to large sinistral whenching within a sub-vertical shear zone.

Key words: Cadomian structures, Hercynian structures, Badajoz-Córdoba shear belt, Ossa-Morena, Iberian Massif.

1. INTRODUCCION: CONTEXTO TECTONICO

El corredor blastomilonítico de Badajoz-Córdoba es un cinturón formado por rocas blastomiloníticas, miloníticas y ultramiloníticas de dirección NO-SE, ubicado en el SO de la Península Ibérica. Tiene de 5 a 15 kilómetros de anchura media, y puede considerarse como una zona de cizalla dúctil hercínica limitada por las fallas de Azuaga y Hornachos (fig. 1). Se extiende a lo largo de más de 300 kilómetros, entre las localidades de Córdoba (España) y Tomar (Portugal), en el

(*) Depto. de Estratigrafía, Geodinámica y Paleontología. Univ. del País Vasco. Apdo. 644. 48080 Bilbao.

seno de una banda de debilidad cortical de mayor envergadura (la zona de cizalla de Badajoz-Córdoba), que marca la transición entre las Zonas de Ossa-Morena y Centro-Ibérica del Macizo Ibérico.

El cinturón de rocas miloníticas (corredor blastomilonítico) está constituido por materiales de edad Proterozoico Superior, que han sufrido una evolución geodinámica muy compleja (ABALOS et al., 1991), durante las orogenias cadomiense (Proterozoico Terminal) y hercínica (Devónico Superior - Carbonífero). La evolución tectónica general se caracteriza por dos episodios de deformación y metamorfismo principales: un evento

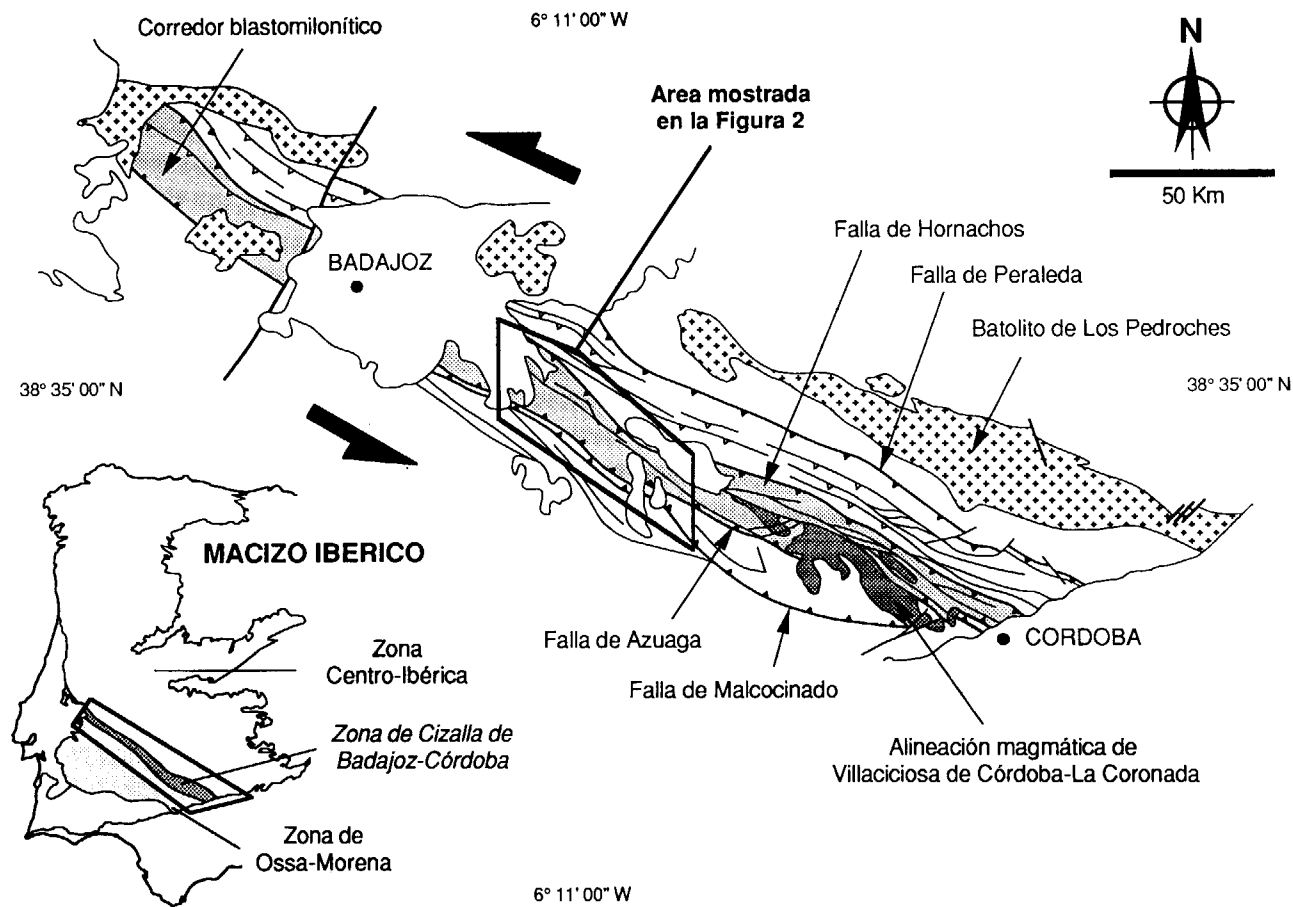


Figura 1.—Esquema geológico simplificado de la zona de cizalla y del corredor blastomilonítico de Badajoz-Córdoba. Coordenadas UTM.

cadomiense (fase compleja y polifásica de deformación regional, D_1 , y metamorfismo regional, M_1), que tuvo lugar durante el Proterozoico Superior (entre 620 y 550 M.a.: QUESADA y DALLMEYER, 1990; SCHÄFER, 1990), y un episodio de deformación dúctil transcurrente (fase de deformación regional, D_2), claramente hercínico (370-330 M.a.: DALLMEYER y QUESADA, 1989), al que se asocia un metamorfismo (M_2) de grado bajo-medio que trastoca ligeramente las asociaciones previas. Este episodio evoluciona durante el Carbonífero (BLATRIX y BURG, 1981; QUESADA y DALLMEYER, 1990) a una deformación frágil transpresiva (fase de deformación regional, D_3).

La orogenia cadomiense determina la formación de una cuña orogénica en un contexto tectónico de subducción-colisión (ABALOS et al., 1991). El complejo de acreción está representado en el co-

rredor blastomilonítico por un apilamiento de láminas gneísicas de grado medio y alto («unidad alóctona»), dispuesto en aloctonía sobre un autóctono relativo metapelítico de grado bajo («Unidad para-autóctona»). Probablemente, las estructuras cadomienses (D_1) reconocidas en estas unidades son correlacionables entre sí sólo en parte. Para describirlas se utilizará en adelante una nomenclatura genérica (D_1 - M_1), asumiendo de antemano que procesos distintos, si bien son los primeros que se reconocen en las unidades a que afectan, pudieron haberse desencadenado en ambientes y momentos diferentes dentro de la Orogenia Cadomiense. Durante la Orogenia Hercínica (Paleozoico Superior), el cinturón de rocas miloníticas acomodó desplazamientos relativos y deformaciones transcurrentes muy importantes bajo regímenes de la deformación, tanto frágiles como dúctiles.

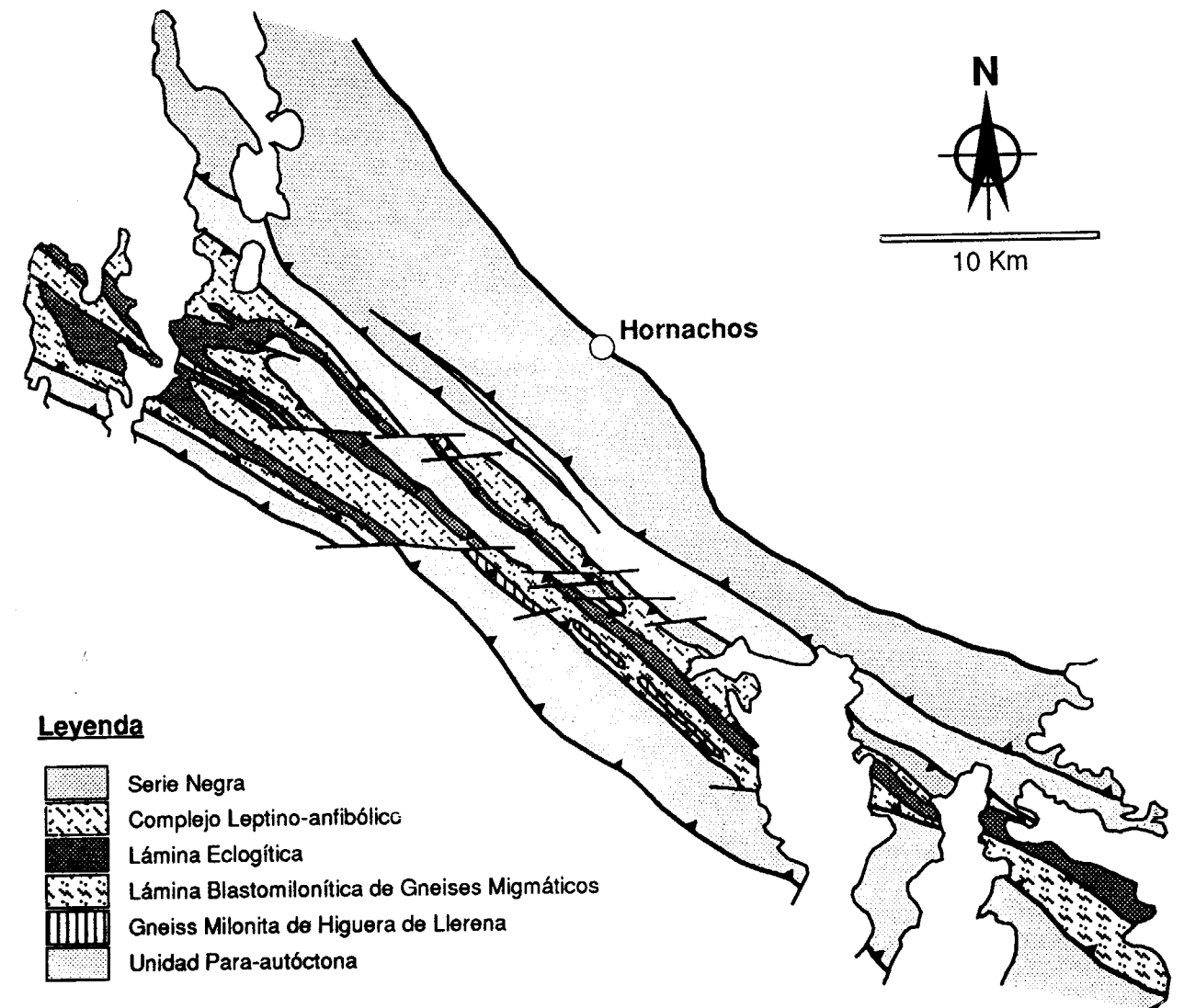
A continuación se estudian los rasgos estructurales fundamentales del corredor blastomilonítico de Badajoz-Córdoba en relación con la superposición de las deformaciones cadomiense y hercínica en su sector central, aproximadamente entre los meridianos de Villafranca de los Barros y Berlanga (provincia de Badajoz, fig. 1).

2. CONSTITUCION TECTONO-ESTRATIGRAFICA

Tal y como se ha señalado más arriba, desde el punto de vista tectono-estratigráfico el corredor

blastomilonítico está constituido por un complejo gneísico alóctono («Unidad alóctona»; ABALOS et al., 1990), emplazado tectónicamente sobre un conjunto para-autóctono de naturaleza metapelítica («Unidad para-autóctona»). La «unidad alóctona» está compuesta por cinco láminas (con características litológicas, petrográficas, historias y evoluciones tectonotérmicas propias), apiladas tectónicamente y separadas entre sí por bandas de ultramilonitas (fig. 2):

- Gneis de Higuera de Llerena, en la base. Se trata de gneises ocelares con grandes por-



Leyenda

- Serie Negra
- ▨ Complejo Leptino-anfibólico
- ▩ Lámina Eclogítica
- ▧ Lámina Blastomilonítica de Gneises Migmáticos
- ▦ Gneiss Milonita de Higuera de Llerena
- Unidad Para-autóctona

Figura 2.—Esquema geológico del tercio central del corredor blastomilonítico. Coordenadas UTM.

firocristales de feldespato envueltos en una matriz formada por cuarzo, biotita y sillimanita, fundamentalmente. Están intensamente deformados y gradan hacia el techo de la unidad a un paquete de ultramilonitas de potencia hectométrica que engloba masas exóticas de rocas ultramáficas (CHACON, 1974; CHACON y VELASCO, 1981).

- «Lámina blastomilonítica de gneises migmáticos». Es asimilable al tramo de Paragneises del Arroyo Argallón de DELGADO-QUESADA (1971), y consta de paragneises migmáticos biotíticos, diferenciados leucocráticos, aplitoides, ortogneises anatéticos, corredores ultramiloníticos e intercalaciones de anfibolitas banales, granatíferas y de retro-eclogitas, principalmente.
- «Lámina eclogítica». Asimilable al tramo de Anfibolitas de las Mesas de DELGADO-QUESADA (1971). Consta de eclogitas, anfibolitas granatíferas y rocas ultramáficas.
- «Complejo leptino-anfibolítico». Consta de anfibolitas, gneises feldespáticos y ortogneises alcalinos.
- «Serie Negra», en el techo del apilamiento. Principalmente está formada por esquistos biotíticos con intercalaciones de anfibolitas y cuarcitas negras, y presenta características similares a los materiales de la misma unidad que afloran en otros dominios de la Zona de Ossa-Morena.

Este apilamiento de unidades gneísicas de grado medio y alto descansa sobre un autóctono relativo de grado bajo: la «unidad para-autóctona». La «unidad para-autóctona» está constituida por una serie de naturaleza terrígena (pizarras, esquistos y meta-arenitas que aflora en varias bandas alargadas que conforman las denominadas en la literatura geológica tradicional Formaciones de Azuaga y de la Atalaya (fig. 3; cfr. CHACON, 1979)). Presenta un metamorfismo de presiones intermedias-bajas hacia el SO (Formación Azuaga) y de altas presiones hacia el NE (Formación Atalaya; cfr. ABALOS, 1990).

3. RELACIONES METAMORFISMO-DEFORMACION

3.1. «Unidad para-autóctona»

Las relaciones metamorfismo-deformación en la «unidad para-autóctona» no son iguales a las que se pueden observar en la «unidad alóctona», aunque se pueden establecer algunos paralelismos entre ambas. La «unidad para-autóctona», constituida por rocas metamorfizadas en grado bajo a muy bajo, presentan una esquistosidad S_1 pre- a sintectónica, con un primer metamorfismo, M_1 , de grado muy bajo en los materiales de la Formación de Azuaga y de grado bajo-medio (asociaciones con cianita-granate) en los esquistos de la Formación Atalaya.

En los materiales de la Fm. de Azuaga (fig. 3), la primera fase de deformación, D_1 , da lugar a una esquistosidad («slaty cleavage»; BASTIDA et al., 1984) que aparece sellada por blastos de andalucita estática (clímax posttectónico del metamorfismo, M_1 ; lámina 1) en una banda de varios hectómetros de potencia, que corre paralela a la falla de Azuaga. Una nueva etapa de deformación, D_2 , genera una esquistosidad, S_2 («schistosity») que, en determinadas zonas, corresponde a una esquistosidad de crenulación que corta con ángulos elevados a la S_1 y queda englobada por recrecimientos de los blastos de andalucita y por otros de granate (metamorfismo M_2). Finalmente, la S_2 es microplegada y crenulada durante un episodio de deformación D_3 , definiéndose así una crenulación o esquistosidad de crenulación S_3 espaciada con desarrollo desigual en función de la litología («rough cleavage» a «rough slaty cleavage», asociados a un metamorfismo de grado muy bajo).

En los materiales de la Formación Atalaya la esquistosidad de primera fase, pre- a sinmetamorfismo M_1 , queda preservada en blastos de granate y biotita producto del metamorfismo de contacto (M_c), inducido por intrusiones de rocas graníticas pre-hercínicas. D_2 , la segunda fase de deformación registrada (que deforma en condiciones dúctiles a las rocas graníticas pre-hercínicas que afloran en la ventana de Ribera del Fresno; cfr. ABALOS, 1989) da lugar en las metapelitas de la Fm. Atalaya a la generación de planos de cizalla de desarrollo variable e irregularmente espaciados (esquistosidad espaciada S_2), y también, de manera local, a la transposición comple-

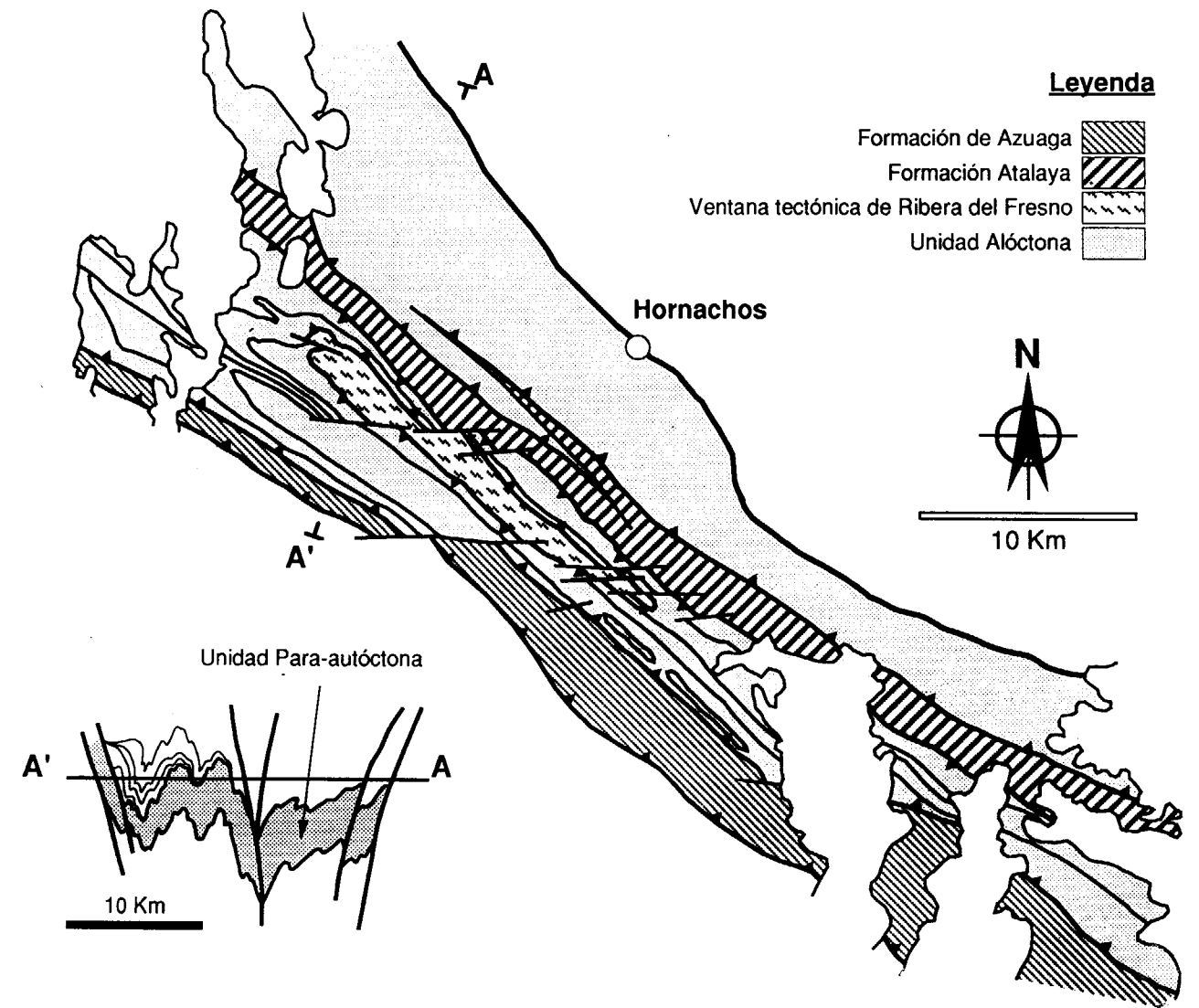


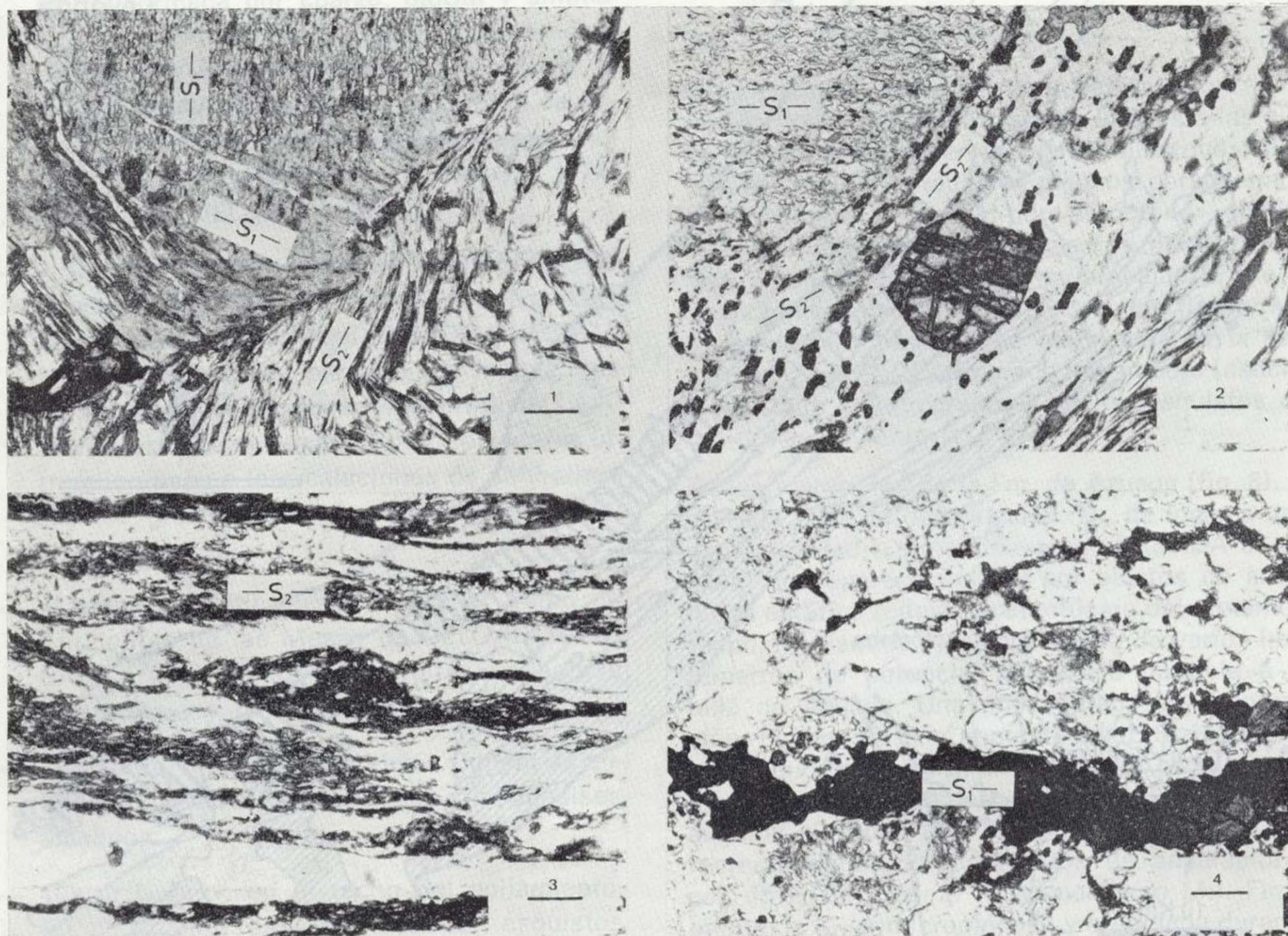
Figura 3.—Esquema geológico simplificado del tercio central del corredor blastomilonítico en el que se muestran las bandas en las que aflora la «unidad para-autóctona» y la nomenclatura que se emplea para ellas en la literatura geológica tradicional.

ta de la primera esquistosidad. Este episodio es coetáneo con un metamorfismo M_2 de grado bajo y provoca la blastesis de granate en un régimen rotacional. Las estructuras de tercera fase dan lugar a crenulaciones (S_3 de crenulación) y microplegamientos locales de las estructuras previas.

3.2. «Unidad alóctona»

En la «unidad alóctona» las estructuras de la primera fase de deformación (D_1) son escasas y aparecen asociadas a un metamorfismo de grado

alto, M_1 , de presiones intermedias/elevadas (lámina 2). En las cuatro láminas gneísicas inferiores de la «unidad alóctona» (conocidas en la literatura geológica tradicional como «gneises de Azuaga»), la S_1 («schistosity») aparece conservada bajo la forma de inclusiones orientadas de cuarzo y opacos en el interior de porfiroclastos de granate, mientras que en las eclogitas asociadas aparece definida, además, por bandas o niveles de rutilo. En la «Serie Negra», situada tectónicamente por encima, la S_1 está definida por un bandeado composicional de origen migmatítico en la base y por una esquistosidad («schistosity»)

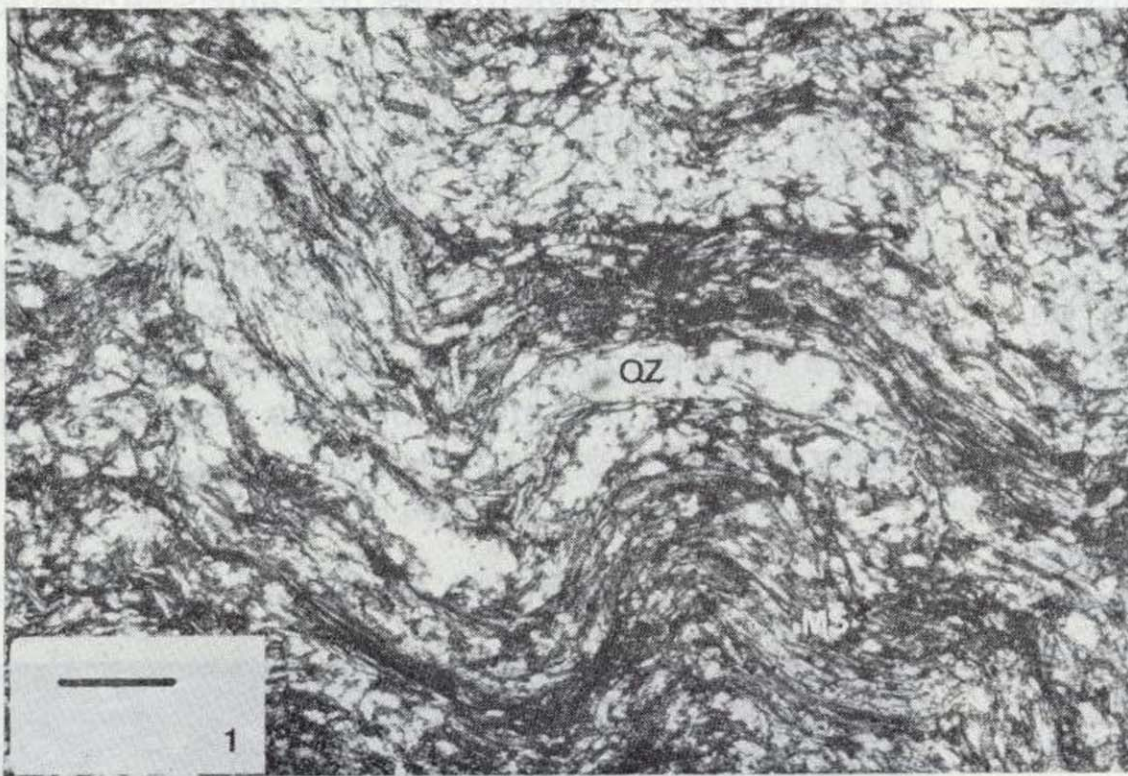


1 y 2. Ejemplos de relaciones entre metamorfismo y deformación en materiales de la Formación de Azuaga próximos a la falla de Azuaga. Se observa cómo una esquistosidad interna, S_1 , definida por minerales orientados y contenida en el interior de blastos de andalucita, pasa a formar una esquistosidad externa, S_2 , oblicua o perpendicular a ella, que es sellada por blastos de granate (microfotografía 2) y por recrecimientos de andalucita. El replegamiento y crenulación de esta segunda esquistosidad da lugar a una esquistosidad S_3 que se observa fuera de los blastos de andalucita. Barras de referencia: 0.2 mm. Nicoles paralelos.—3 y 4. Ejemplo de relaciones entre metamorfismo y deformación en la «lámina blastomilonítica de gneises migmatíticos» (3) y en las eclogitas de la «lámina eclogítica» (4). La esquistosidad (S_2), que se observa en los primeros, es una esquistosidad secundaria, producto de la intensa deformación plástica de migmatitas con cianita (que pasa a sillimanita), granate y biotita. Sin embargo, en las eclogitas asociadas espacialmente a los materiales anteriores, se conserva la esquistosidad de primera fase (S_1), bajo la forma de un bandeo composicional alternante de niveles de granate-clinopiroxeno y de rutilo-ilmenita. Barras de referencia: 0.2 mm. Nicoles paralelos.

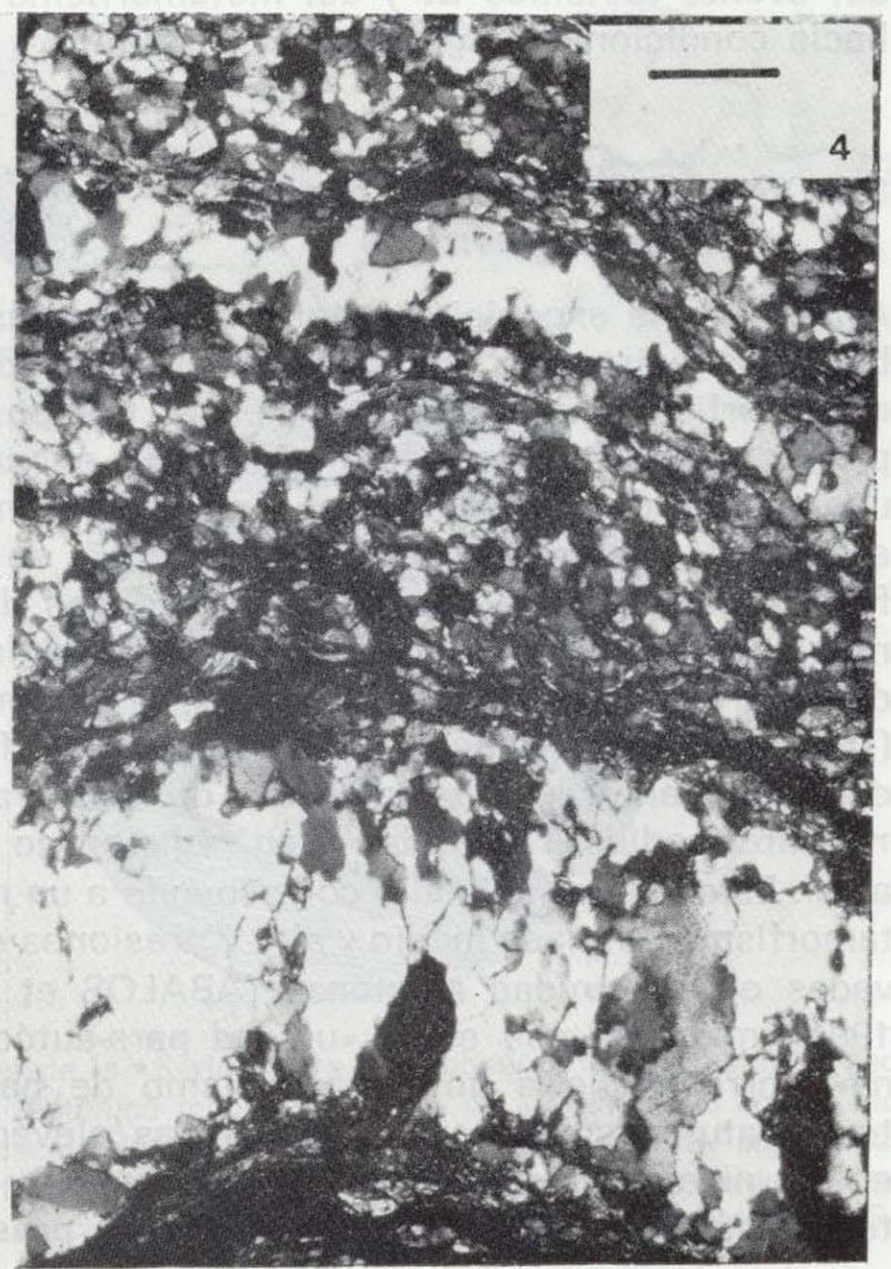
conservada en microlitones de la S_2 hacia el techo de la unidad (fig. 3). En general, las esquistosidades de primera fase son coetáneas con un metamorfismo de grado alto al que se asocian procesos de deformación dúctil en condiciones de temperaturas elevadas.

La esquistosidad de segunda fase es coetánea del metamorfismo M_2 , que retrograda las paragé-

nesis de grado alto del metamorfismo M_1 a condiciones de grado medio o bajo en un proceso continuo asociado al importante episodio de deformación dúctil D_2 . En los gneises y las anfibolitas que constituyen las litologías comunes entre los «gneises de Azuaga», esta esquistosidad S_2 , y la lineación de estiramiento asociada, son las estructuras megascópicas más prominentes,



Ejemplos de estructuras de tercera fase. 1. Microplegamientos y crenulaciones que apenas dan lugar a la presencia de una esquistosidad de crenulación en los planos axiales de los micropliegues. 2. Bãndeado tectónico de segunda fase sobre esquistos moscovíticos en los que la esquistosidad observada es la suma de las esquistosidades S_1 y S_2 . 3. Idem en esquistos anfibólicos y anfibolitas con epidota. 4. En los niveles de cuarzo la forma de los cristales se modifica para dar lugar a un agregado de granos alargados paralelamente a la dirección de los planos axiales de los micropliegues y de la esquistosidad S_3 . Barras de referencia: 0.2 mm. 1, 2 y 3, con luz polarizada normal. 4, con nicoles cruzados.



al igual que ocurre en la base de la «Serie Negra». En las rocas metamórficas de grado medio-bajo de la «Serie Negra», la esquistosidad S_2 corresponde a un bandeo tectónico secundario que, en la mayor parte de las ocasiones, oblitera totalmente a la «schistosity» S_1 .

La esquistosidad de tercera fase, S_3 , tiene un desarrollo muy localizado en las zonas de charnela de los pliegues que afectan a materiales muy anisótropos, como los esquistos de la «Serie Negra» (lámina 3). Se trata de una esquistosidad subvertical asociada a un metamorfismo de grado muy bajo. Esta estructura es la única que se observa en los materiales pelíticos de las cuencas carboníferas que existen en el corredor (cuencas del Machel y de Berlanga; ABALOS, 1990), desarrollándose sólo en ese tipo de litologías. Algunos diques y masas graníticas subvolcánicas presentan, igualmente, una esquistosidad debida a procesos de deformación frágil-dúctil en régimen transcurrente. Se supone que tal estructura corresponde a la S_3 regional y que está originada por un proceso de deformación transpresiva, D_3 , que muy bien pudiera representar un cambio en las condiciones de deformación del evento tectónico D_2 y del metamorfismo M_2 hacia condiciones frágil-dúctiles o frágiles.

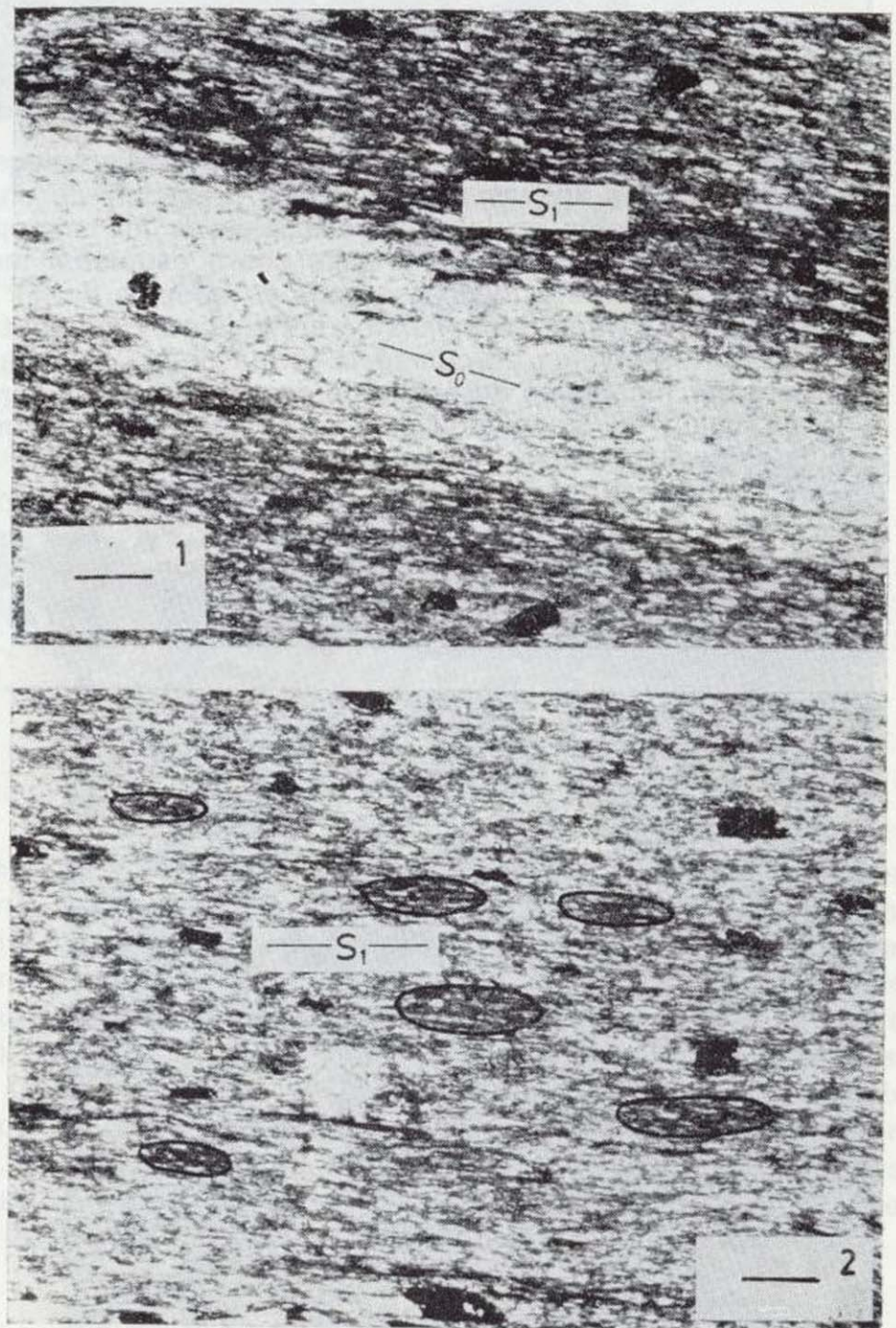
3.3. Sucesión general de eventos tectono-metamórficos

A partir de la exposición anterior se puede establecer la existencia de varios eventos tectono-metamórficos que se suceden en el tiempo. El primer evento metamórfico observado en cada una de las diversas unidades enumeradas más arriba (M_1 o, estrictamente, M_i , donde «i» se refiere a cada una de las diversas unidades diferenciadas), es sintectónico con la primera fase de deformación que se reconoce en las mismas (D_1 o, más concretamente, D_i), y tiene lugar, fundamentalmente, bajo condiciones de temperaturas intermedias a elevadas y en régimen no coaxial. Este primer episodio corresponde a un metamorfismo de grado medio y alto y presiones elevadas en la «unidad alóctona» (ABALOS et al., 1991), mientras que en la «unidad para-autóctona» corresponde a un metamorfismo de bajas temperaturas y presiones intermedias/elevadas en los niveles estructurales más profundos y de temperaturas bajas-intermedias y bajas presio-

nes en niveles estructurales más altos (ABALOS, 1990).

El segundo evento metamórfico (M_2) reconocido es sintectónico, y está claramente relacionado con la fase de deformación regional dúctil y transcurrente D_2 , que evoluciona de manera continua desde condiciones de temperaturas y presiones intermedias hasta temperaturas y presiones propias del metamorfismo de grado bajo o muy bajo.

LAMINA 3



Aspectos microestructurales del «slaty cleavage» de las filitas de la Fm. de Azuaga. 1. Oblicuidad entre los planos de estratificación, S_0 , y la esquistosidad, S_1 , definida por la iso-orientación de filosilicatos y cristales alargados de cuarzo. B. El «slaty cleavage» aparece definido, además, por la orientación preferencial de cristales de grafito y por la presencia de elipsoides resultantes del aplastamiento de manchas de reducción. Barras de referencia: 0.2 mm. Nicoles paralelos.

al igual que ocurre en la base de la «Serie Negra». En las rocas metamórficas de grado medio-bajo de la «Serie Negra», la esquistosidad S_2 corresponde a un bandeo tectónico secundario que, en la mayor parte de las ocasiones, oblitera totalmente a la «schistosity» S_1 .

La esquistosidad de tercera fase, S_3 , tiene un desarrollo muy localizado en las zonas de charnela de los pliegues que afectan a materiales muy anisótrpos, como los esquistos de la «Serie Negra» (lámina 3). Se trata de una esquistosidad subvertical asociada a un metamorfismo de grado muy bajo. Esta estructura es la única que se observa en los materiales pelíticos de las cuencas carboníferas que existen en el corredor (cuencas del Machel y de Berlanga; ABALOS, 1990), desarrollándose sólo en ese tipo de litologías. Algunos diques y masas graníticas subvolcánicas presentan, igualmente, una esquistosidad debida a procesos de deformación frágil-dúctil en régimen transcurrente. Se supone que tal estructura corresponde a la S_3 regional y que está originada por un proceso de deformación transpresiva, D_3 , que muy bien pudiera representar un cambio en las condiciones de deformación del evento tectónico D_2 y del metamorfismo M_2 hacia condiciones frágil-dúctiles o frágiles.

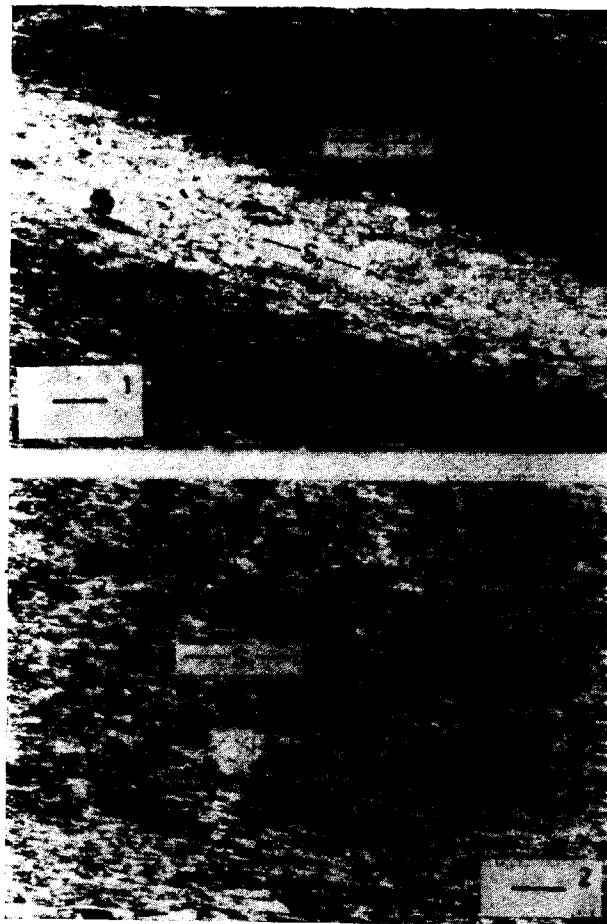
3.3. Sucesión general de eventos tectono-metamórficos

A partir de la exposición anterior se puede establecer la existencia de varios eventos tectono-metamórficos que se suceden en el tiempo. El primer evento metamórfico observado en cada una de las diversas unidades enumeradas más arriba (M_1 o, estrictamente, M_i , donde «i» se refiere a cada una de las diversas unidades diferenciadas), es sintectónico con la primera fase de deformación que se reconoce en las mismas (D_1 o, más concretamente, D_i), y tiene lugar, fundamentalmente, bajo condiciones de temperaturas intermedias a elevadas y en régimen no coaxial. Este primer episodio corresponde a un metamorfismo de grado medio y alto y presiones elevadas en la «unidad alóctona» (ABALOS et al., 1991), mientras que en la «unidad para-autóctona» corresponde a un metamorfismo de bajas temperaturas y presiones intermedias/elevadas en los niveles estructurales más profundos y de temperaturas bajas-intermedias y bajas presio-

nes en niveles estructurales más altos (ABALOS, 1990).

El segundo evento metamórfico (M_2) reconocido es sintectónico, y está claramente relacionado con la fase de deformación regional dúctil y transcurrente D_2 , que evoluciona de manera continua desde condiciones de temperaturas y presiones intermedias hasta temperaturas y presiones propias del metamorfismo de grado bajo o muy bajo.

LAMINA 3



Aspectos microestructurales del «slaty cleavage» de las filitas de la Fm. de Azuaga. 1. Oblicuidad entre los planos de estratificación, S_0 , y la esquistosidad, S_1 , definida por la iso-orientación de filosilicatos y cristales alargados de cuarzo. B. El «slaty cleavage» aparece definido, además, por la orientación preferencial de cristales de grafito y por la presencia de elipsoides resultantes del aplastamiento de manchas de reducción. Barras de referencia: 0.2 mm. Nícoles paralelos.

La tercera fase de deformación reconocida (D_3) es la única registrada por los materiales de edad Carbonífero, por lo que es ya claramente hercínica. Se puede considerar como una fase independiente posterior a D_2 , aunque es probable que represente un cambio en las condiciones de la deformación posterior.

4. DEFORMACION INTERNA Y ESTRUCTURA DE LA «UNIDAD PARA-AUTOCTONA»

4.1. La Formación de Azuaga

En la mayor parte de su afloramiento, los materiales de la Formación de Azuaga (entre las fallas de Malcocinado y Azuaga, ver fig. 3) presentan una esquistosidad S_1 de tipo «slaty cleavage» sub-vertical y de dirección paralela a la directriz regional. Esta esquistosidad es de plano axial y, en la mayor parte de las ocasiones, paralela o sub-paralela a la estratificación. Está definida por

la orientación preferente de cristales de cuarzo, de filosilicatos (fengita, clorita y biotita) y de grafito, y se le asocian lineaciones de intersección y microplegamiento de dirección variable entre N 120 E y N 160 E (fig. 4). Son comunes las manchas de reducción aplastadas con formas elipsoidales en secciones XZ (lámina 3). Estas presentan relaciones axiales de 3.5 : 1 a 4 : 1, las cuales indican un aplastamiento del 50 por 100, aproximadamente.

En las proximidades de la falla de Azuaga los materiales de la Formación de Azuaga muestran un mayor grado de metamorfismo y presentan una esquistosidad («schistosity») también vertical y de dirección N 130-140 E. Esta estructura está definida por la orientación preferente de moscovita y biotita. Además, se observa en las inmediaciones de la falla el desarrollo de un segundo episodio de deformación sin-metamórfica que da lugar a un intenso replegamiento y a la aparición de un bandeo tectónico de origen se-

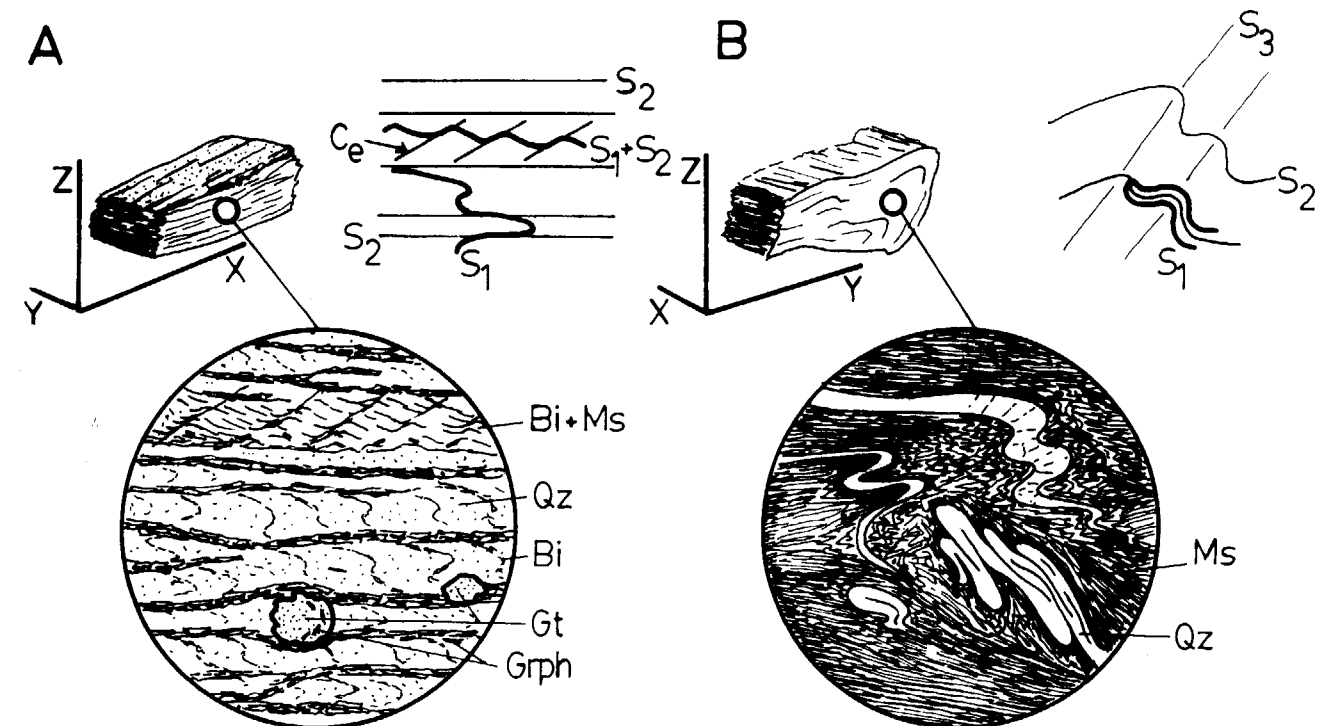


Figura 4.—Relaciones metamorfismo-deformación en los materiales de la «Serie Negra». Se observa la transposición tectónica de la esquistosidad de primera fase, S_1 , por un bandeo tectónico inhomogéneo (S_2 en A), coetáneo con el metamorfismo, M_2 , de grado bajo-medio, con granate-biotita o con moscovita-cuarzo, y por una «schistosity» (S_2 en B). Los microplegamientos y crenulaciones (S_3) de tercera fase presentan en este caso una vergencia contraria a la de las estructuras de segunda fase. En algunos niveles biotíticos se producen crenulaciones (C_e en A) de la esquistosidad S_1+S_2 .

cundario que define la esquistosidad S_2 de segunda fase (lámina 1). En el corte del arroyo Riscal la esquistosidad S_2 está definida por planos de cizalla que cortan a las superficies S_1 , dando lugar a una geometría asimilable a la de estructuras C-S, que indican una cinemática de régimen sinistral. Las lineaciones L_2 , asociadas a esta segunda esquistosidad, son de estiramiento (estiran y rompen blastos de andalucita sin- a post- S_1 y pre- S_2), se disponen sub-horizontales coincidiendo su orientación con la dirección regional.

La esquistosidad S_1 aparece deformada en los materiales con menor grado de metamorfismo por pliegues kink. Se han distinguido dos tipos de pliegues de este tipo: los primeros son de tamaño decimétrico, sus ejes, inclinados de 10 a 20° al E, tienen una dirección próxima a N 120 E y sus charnelas no tienen una curvatura muy grande; los del segundo tipo tienen ejes de dirección N-S subhorizontales o inclinados hacia el N, sus charnelas tienen gran curvatura y deforman a los pliegues del primer tipo. En los dos casos los planos axiales son subverticales y buznan preferentemente al NNE (fig. 5).

4.2. Los esquistos de la Formación Atalaya

Los esquistos de la Formación Atalaya muestran una historia larga y compleja de deformación. Las estructuras de primera fase llevan asociada una esquistosidad de tipo «salty cleavage» a «schistosity» en los materiales pelíticos y de tipo «rough cleavage» en los psamíticos. La esquistosidad S_1 es aprovechada por los granitos pre-hercínicos para su intrusión, y se ha conservado relativamente poco afectada por las estructuras de segunda fase en los enclaves existentes en el interior del ortogneis de Ribera del Fresno y, sobre todo, en el afloramiento principal de la

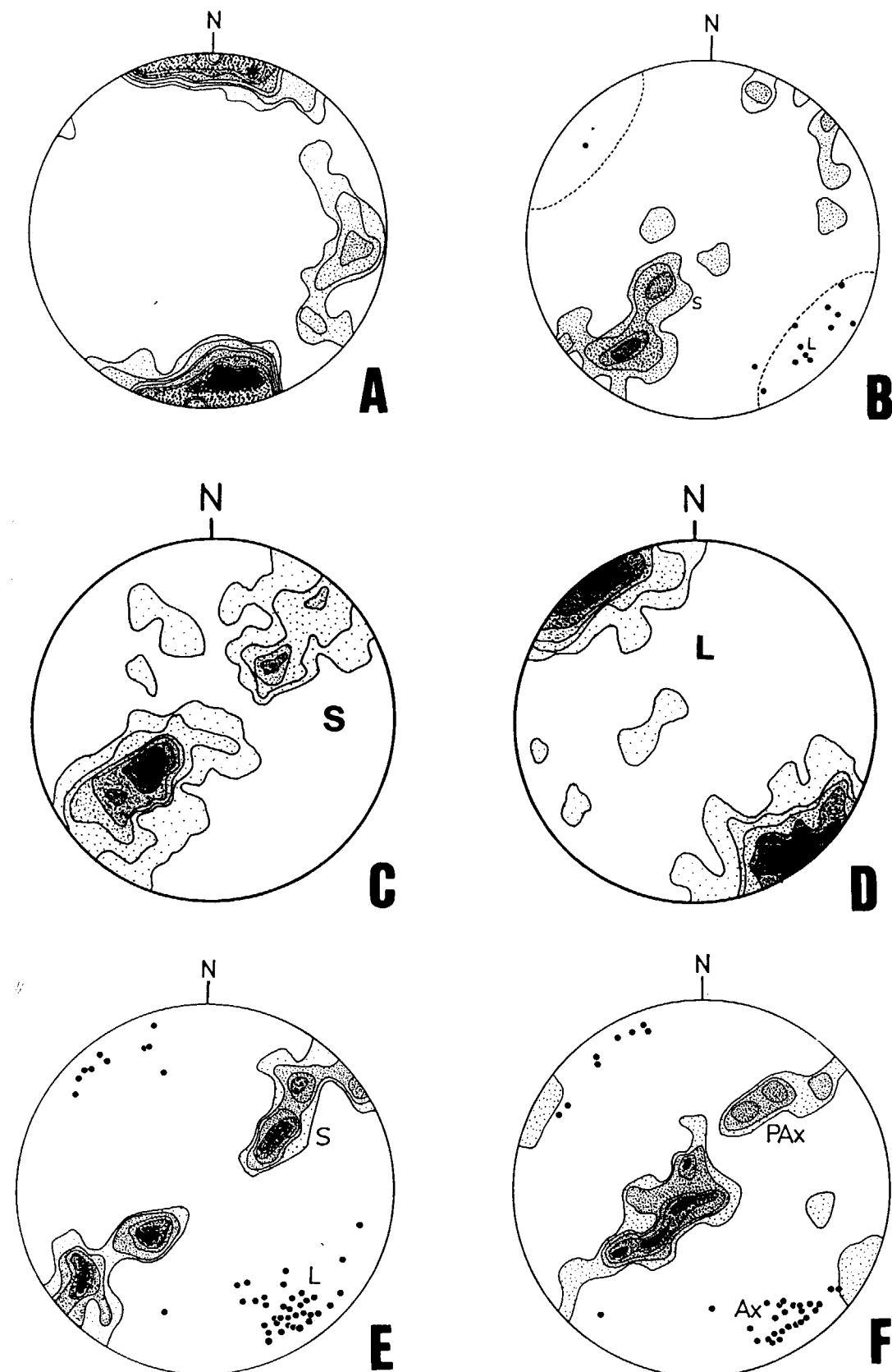
Formación Atalaya, entre la «Serie Negra» y los «gneises de Azuaga». La esquistosidad S_1 está definida por la orientación de filosilicatos y por la alternancia de bandas cuarcíticas o cuarzo-feldespáticas con bandas micáceas. Las lineaciones minerales, L_1 , asociadas, tienen una dirección aproximada N 150-160 E.

La esquistosidad S_2 , de segunda fase, presenta una orientación media de dirección N 130-140 E, y se le asocian lineaciones L_2 de diverso tipo con esa misma dirección, aunque existe cierto rango de orientaciones (fig. 5).

La esquistosidad S_1 está estrechamente relacionada con la presencia de pliegues tumbados sinesquistos (fig. 5) de tipo —a— (con ejes paralelos a las lineaciones minerales; cfr. MALAVIELLE, 1987), cuyos planos axiales son paralelos a la esquistosidad S_1 .

Estos pliegues se han podido estudiar en tres secciones: en el corte de la carretera de Hornachos a Llera (fig. 6), en la carretera de Valencia de las Torres a Castuera (fig. 7), y en la transversal de la Formación Atalaya, al N de Llera (fig. 8). En los dos primeros casos, las secciones estudiadas son parciales, de algunos hectómetros de longitud. En ellos se puede observar el plegamiento de los planos de estratificación, S_0 , para dar lugar a estructuras tumbadas con ángulos muy bajos entre flancos y planos axiales paralelos a la esquistosidad S_1 . Los criterios estratigráficos y tectónicos permiten reconstruir su geometría, que resulta corresponder a pliegues basculados buzantes al S (anticlinales sinformales y sinclinales antiformales más o menos complicados por pliegues de segundo y tercer orden) y su vergencia al S. En la sección completa de la transversal, al N de Llera, un plegamiento de plano axial vertical enmascara una gran estruc-

Figura 5.—A. Proyección estereográfica de 75 polos de planos de kink en las filitas de la Formación de Azuaga; intervalos entre isoclinas del 1.3 por 100.—B. Características geométricas de la disposición de los planos de «salty cleavage» (S, 35 medidas) y de las lineaciones de intersección asociadas (L) en las filitas de la Formación de Azuaga. Intervalos entre isoclinas del 3 por 100.—C y D. Proyecciones de los polos de los planos $S_0+S_1+S_2$ (S, 107 medidas) y de las lineaciones contenidas en los citados planos (L, 131 medidas), respectivamente, en los esquistos de la Formación Atalaya. Se observa la presencia de un plegamiento de dirección regional N 130-140 E, subparalelo a la dirección de las lineaciones, que deforma a los citados planos de esquistosidad; intervalos entre isoclinas son del 2 por 100 (C) y 1.5 por 100 (D).—E y F. Características geométricas de la esquistosidad en los esquistos de la Formación Atalaya.—E. Proyección de los polos de los planos de S_0+S_1 (S, 40 medidas) y de las lineaciones contenidas en los citados planos (L).—F. Proyección de los polos de planos axiales (PAX, 41 medidas) y de los ejes (Ax) de pliegues sinesquistos respecto a la S_1 . Intervalos entre isoclinas del 2.5 por 100. Proyecciones en el hemisferio inferior de la red equiareal.



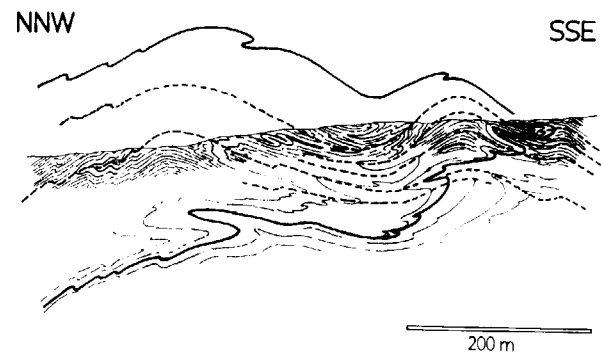


Figura 6.—Pliegue de plano axial subhorizontal y vergencia al SSE deformado por pliegues abiertos de plano axial subvertical observados en el corte de la Fm. Atalaya existente en los kilómetros 9-10 de la carretera de Hornachos a Llera.

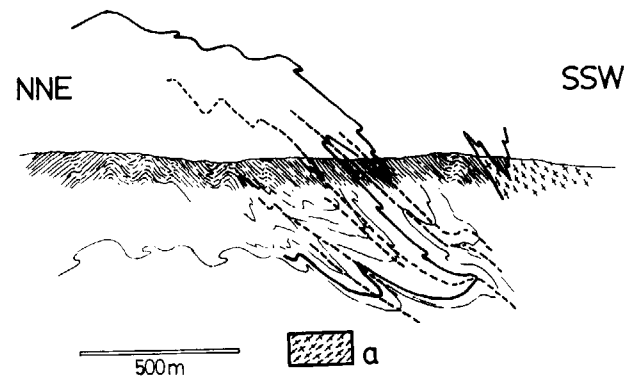


Figura 7.—Estructura de la zona de charnela de un pliegue tumbado de vergencia al SSO en un corte de la Fm. Atalaya existente en la carretera de Valencia de las Torres a Castuera, 3 kilómetros al NNE de Valencia de las Torres. Las metapelitas de la Fm. Atalaya aparecen intruídas por un granito pre-hercínico que corta las estructuras de primera fase de deformación.

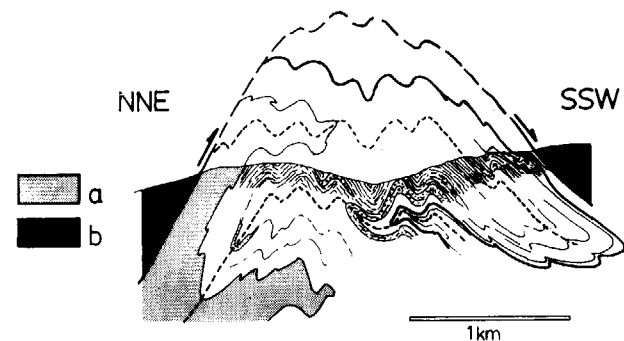


Figura 8.—Pliegue tumbado de vergencia al SSO deformado por pliegues abiertos de plano axial subvertical según una gran antifforma que dobla al contacto basal de la «unidad alóctona» en el corte de la Fm. Atalaya existente al NNE de Llera. A, Pizarras y filitas de la Fm. de Azuaga. B, «Unidad alóctona».

tura tumbada plegada compuesta por una anti-forma frontal buzante al SSO, que se sitúa debajo del cabalgamiento basal de la «unidad alóctona», y por el flanco inverso laminado de una sinforma más retrasada. La geometría de los pliegues tumbados y los criterios estratigráficos reconocidos (microsecuencias granodecrecientes y granoclasificación) permiten establecer que su vergencia es hacia el S.

Resulta evidente, en todos los casos, la superposición de un segundo plegamiento de dirección regional, pero de plano axial vertical, que da lugar a interferencias de tipo 3 de RAMSAY (1967). Este replegamiento post-fase D₁ resulta evidente de los diagramas de polos anteriores (fig. 5), y es el que determina la estructura de conjunto de los esquistos de la Formación Atalaya y de la base de la «unidad alóctona» suprayacente, según una antifforma kilométrica complicada por numerosos repliegues de segundo y tercer orden (fig. 9).

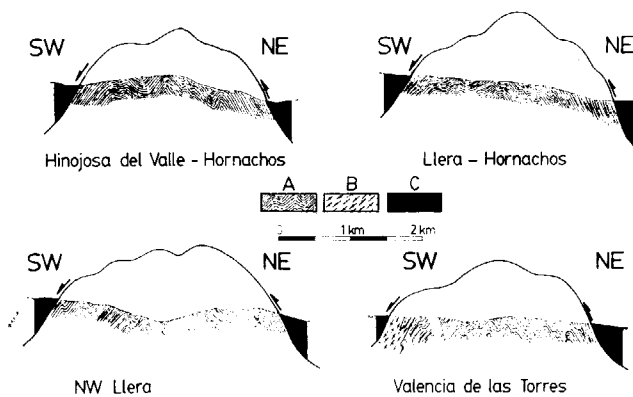


Figura 9.—Cortes estructurales seriados en los que se representa la disposición antiformal de tercera fase de los planos S₀+S₁ de los esquistos de la Fm. Atalaya (A) y su relación geométrica con la estructura del contacto basal de la «unidad alóctona» (C) y con las intrusiones de granitos pre-hercínicos (B, ortogneis de Ribera del Fresno, con una foliación S₂). La escala vertical está ligeramente exagerada.

El episodio de deformación D₂, que deforma a los granitoides que intruyen, da lugar en los materiales pelíticos a estructuras indicativas de una deformación por cizalla dúctil transcurrente (localmente intensa). Se generan micropliegues asimétricos apretados, crenulaciones, pliegues en vaina centimétricos a decimétricos con uno de

los dos flancos adelgazados congruentes con un movimiento sinistro, estructuras C-S y superficies de cizalla desigualmente espaciadas que, eventualmente, transponen la esquistosidad de primera fase, S₁, a la que deforman. Los planos de cizalla delimitan dominios en los que existen porfiroclastos de granate (muchas veces granates con texturas en bola de nieve), alrededor de los cuales se dan fuertes replegamientos de la esquistosidad S₁ (figs. 10, 11 y 12; lámina 4).

La esquistosidad y las lineaciones D₂ presentan una dirección aproximada N 130 E. Las lineaciones son de estiramiento, y en secciones delgadas se puede observar el marcado carácter rotacional del episodio de deformación que las ha generado. Lineaciones de la misma dirección, pero de origen distinto (lineaciones de microplegamiento) son comunes en áreas en las que la intensidad de la fase D₂ no es tan acusada.

4.3. La ventana tectónica y el ortogneis de Ribera del Fresno

El carácter estructural más destacado y extendido del ortogneis de Ribera del Fresno es la presencia de estructuras C-S. Los planos C presentan un espaciado bastante constante de orden

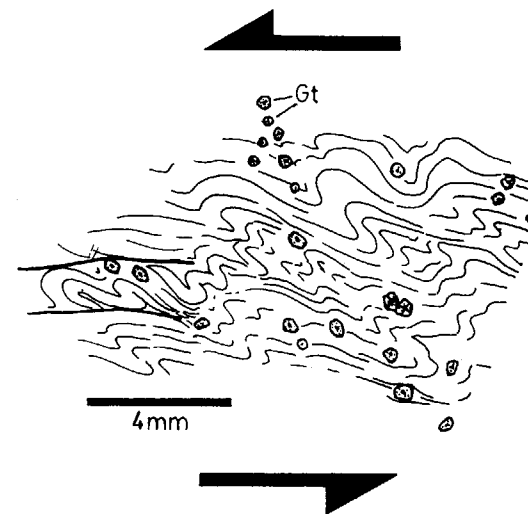


Figura 10.—Deformación de la esquistosidad S₁ en los esquistos de la Formación Atalaya en régimen no coaxial. Como resultado se produce un microplegamiento al que se asocia el desarrollo progresivo de planos de cizalla oblicuos a la orientación de los planos axiales de los micropliegues.

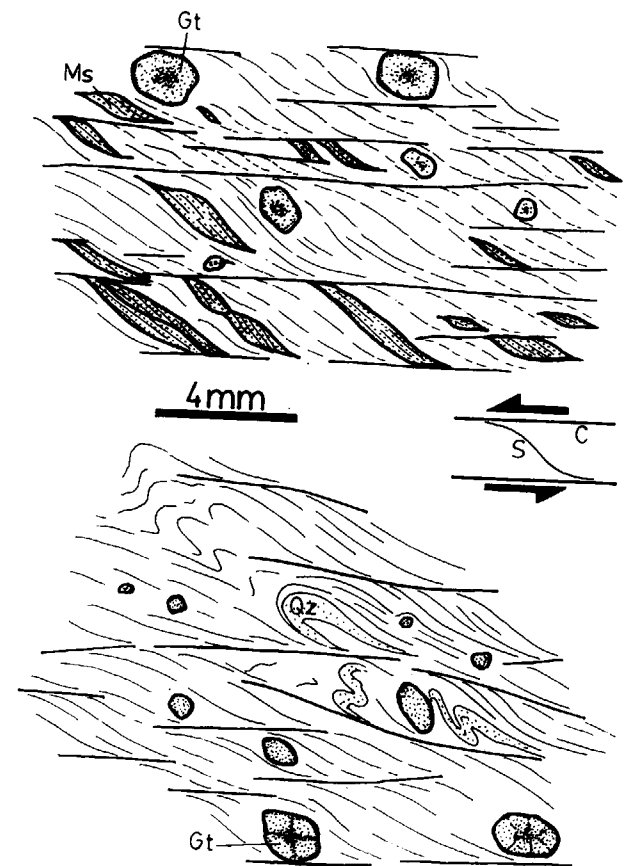


Figura 11.—Deformación de la esquistosidad S₁ definida por la orientación preferente de filosilicatos en los esquistos de la Formación Atalaya bajo un régimen no coaxial. Se desarrollan progresivamente planos de cizalla que definen una estructura penetrativa espaciada y que delimitan microlitones en cuyo interior la S₁ aparece microplegada. La asimetría entre la inclinación de la esquistosidad o de los planos axiales de los micropliegues y los planos de cizalla permite definir inequívocamente el sentido de la cizalla.

centimétrico, definiéndose así una serie de bandas o microlitones dentro de los cuales se disponen porfiroclastos feldespáticos englobados por la esquistosidad. La orientación de los planos C es variable a lo largo del afloramiento del ortogneis. En el sector nor-occidental son planos subhorizontales ligeramente inclinados hacia el N y NO (fig. 13). Las lineaciones de estiramiento están definidas por la elongación y estiramiento de feldespatos y de sistemas porfiroclásticos, de cintas de cuarzo, de agregados micáceos y por la elongación de los «tails» o colas de recristalización dinámica. Las lineaciones de estiramiento

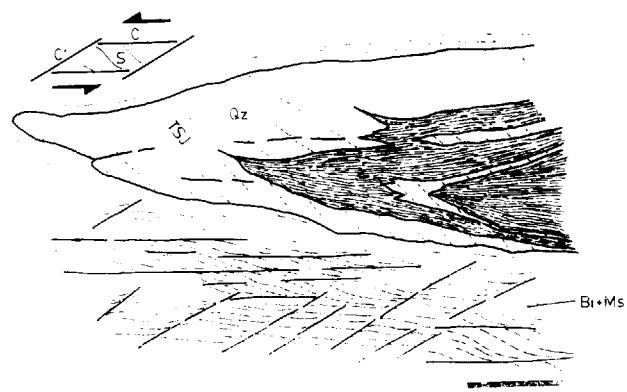


Figura 12.—Aspecto de la charnela de un pliegue en vaina en un corte según una sección estructural XZ. Se observa la orientación preferencial de las subyuntas y bordes de grano de cuarzo (TSJ) y el desarrollo de planos de cizalla, C, que cortan a la S_1 y que son cortados, a su vez, por planos C' en las zonas más adelgazadas. Estos tres tipos de estructuras, S, C y C' , permiten establecer un sentido de cizalla sinistro.

to medidas sobre los planos C muestran una ligera variación de orientaciones, estando inclinadas hacia los sentidos N 300-360 E, con un máximo en N 335 E. Hacia el SO, los planos C se van inclinando progresivamente, a la vez que se hace más evidente el efecto del replegamiento posterior de directriz N 130-140 E. Las lineaciones de estiramiento son subhorizontales, con la misma gama de orientaciones citado más arriba. En el sector sur-oriental se acentúa la dispersión de las medidas de los planos C, si bien el esquema estructural se mantiene (fig. 13). Las lineaciones de estiramiento se inclinan hacia el SE. Aunque a nivel del ortogneis los planos C buzcan hacia el NE, su variación areal, junto con la orientación de las lineaciones, permiten establecer que la estructura de la ventana de Ribera del Fresno corresponde a un domo alargado ligeramente vergente al SE, cuyo eje se inclina al NO en el sector nor-occidental y al SE en el sur-oriental (fig. 14).

En el encajante del ortogneis, dentro de la ventana de Ribera del Fresno, la esquistosidad se dispone según un esquema comparable al existente en la parte central del ortogneis. Las lineaciones de estiramiento L_2 medidas son subhorizontales y paralelas a la directriz regional. No obstante, el buzamiento de la esquistosidad de

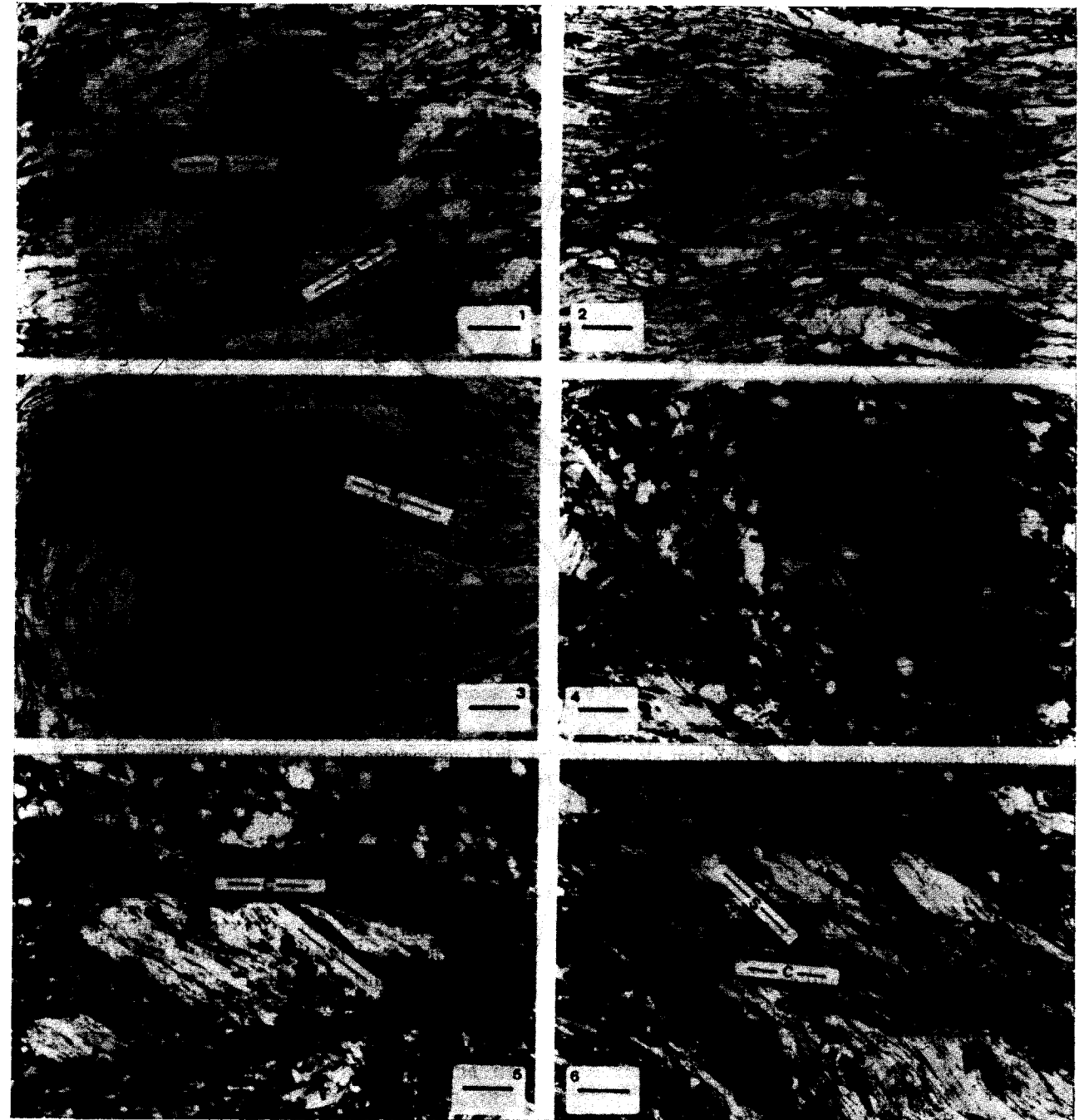
segunda fase (definida por planos de cizalla) es algo mayor que en el ortogneis (figs. 13 y 14). El bandeado gneísico de los gneises de la «unidad alóctona» que circundan la estructura tiene buzamientos casi verticales, aunque las lineaciones de estiramiento de segunda fase presentan una orientación regional. La estructuración de fase D_2 en la ventana de Ribera del Fresno es similar tanto en los materiales autóctonos como en los alóctonos: en todos los casos existe una foliación milonítica de dirección NO-SE inclinada al NE, a la que se asocia una lineación de estiramiento N 140 E subhorizontal. Este paralelismo estructural (fig. 14) pone en evidencia la estrecha relación genética existente entre la formación de estructuras C-S en el ortogneis de Ribera del Fresno, y el desarrollo de la esquistosidad S_2 en su encajante y de las fábricas miloníticas D_2 en la «unidad alóctona».

La gran homogeneidad del ortogneis de Ribera del Fresno, en cuanto a las características de las estructuras C-S, está interrumpida por la presencia de varios corredores miloníticos en su interior y por modificaciones estructurales hacia los contactos con la «unidad alóctona» suprayacente. En los corredores miloníticos se operan drásticas reducciones del tamaño de grano, la oblicuidad entre los planos C-S se reduce y se generan planos C' , mientras que hacia el contacto con la «unidad alóctona» tiene lugar una ligera reducción del tamaño de grano, manteniéndose más o menos constantes las características enunciadas más arriba.

4.4. Superposición de estructuras en la «unidad para-autóctona»

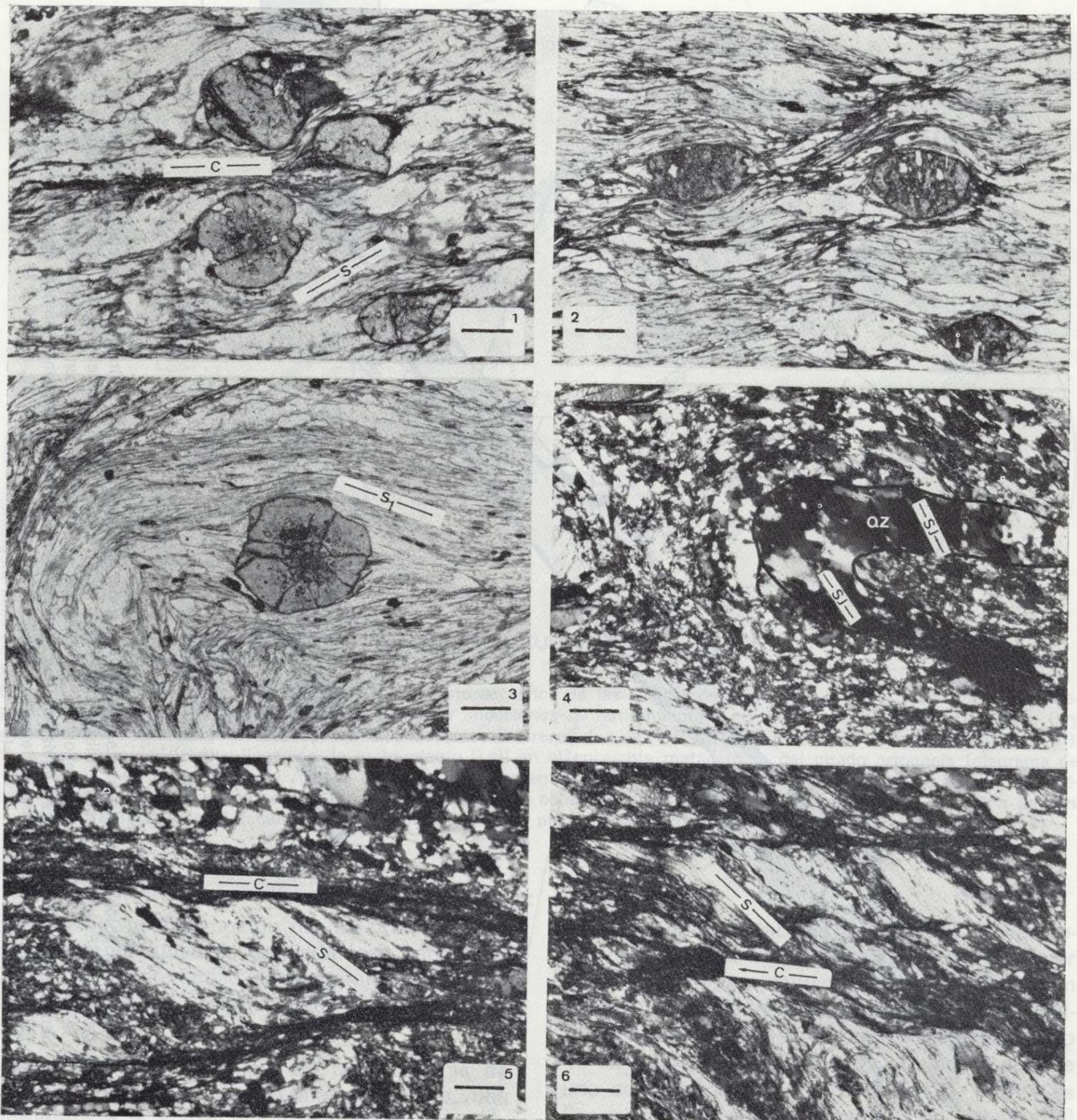
Con anterioridad, CHACON (1979) interpreta las estructuras observadas aquí como el resultado de cuatro fases sinquistosas, mientras que APALATEGUI e HIGUERAS (1983) consideran que existen tres fases sinquistosas y dos de microplegamiento. Sin embargo, resulta evidente la superposición de dos fases sinquistosas generales (D_1 y D_2 , referidas en este estudio) en cada unidad tectónica y de una fase de replegamiento que se puede considerar posterior a ellas, pero que quizá estuviese relacionada de alguna manera con el cizallamiento transcurrente, D_2 , por un cambio en las condiciones y el régimen de la deformación. De hecho, en la ventana de Ribera

LAMINA 4



Microfotografías en las que se muestran algunos ejemplos de las relaciones entre la esquistosidad de primera fase (S , S_1) y los planos de cizalla (planos C, en las microfotografías 1, 5 y 6), bandas de cizalla (2) y microplegamientos (3), asociados a la deformación transcurrente hercínica de los esquistos de la Formación Atalaya. En la microfotografía 4 se observa la orientación de las subyuntas (SJ) en un nivel de cuarzo plegado. Barras de referencia: 0.2 mm. 1, 2 y 3, con nicoles paralelos; 4, 5 y 6, con nicoles cruzados.

LAMINA 4



Microfotografías en las que se muestran algunos ejemplos de las relaciones entre la esquistosidad de primera fase (S, S₁) y los planos de cizalla (planos C, en las microfotografías 1, 5 y 6), bandas de cizalla (2) y microplegamientos (3), asociados a la deformación transcurrente hercínica de los esquistos de la Formación Atalaya. En la microfotografía 4 se observa la orientación de las subjuntas (SJ) en un nivel de cuarzo plegado. Barras de referencia: 0.2 mm. 1, 2 y 3, con nicols paralelos; 4, 5 y 6, con nicols cruzados.

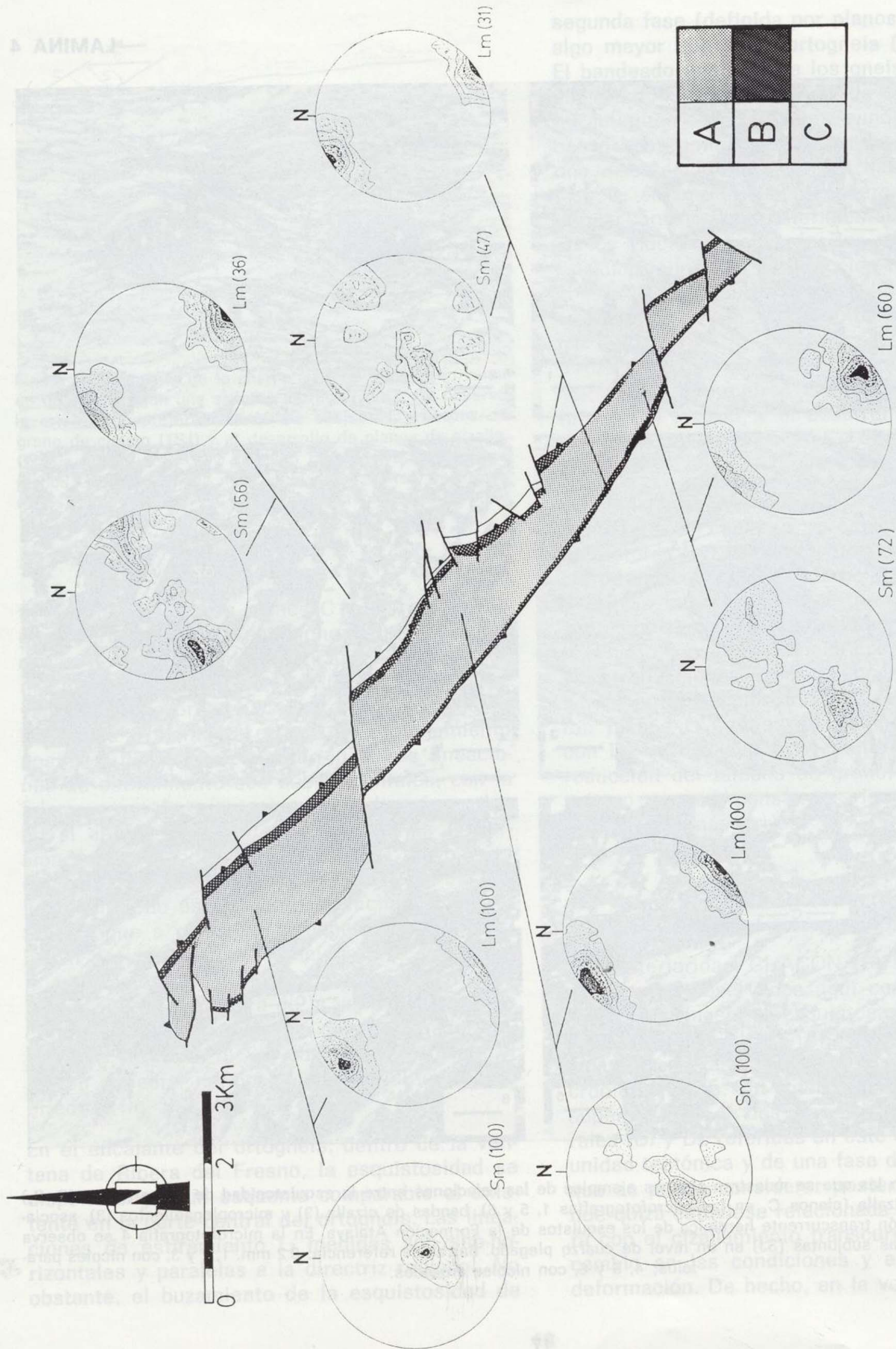


Figura 13.—Diagrama de polos de los planos de cizalla (Sm) y de las lineaciones de estiramiento asociadas (Lm) en los sectores NO, central y SE de la ventana de Ribera del Fresno. A. Ortogneis de Ribera del Fresno.—B. Esquistosidades y lineaciones de la Fm. Atalaya.—C. Foliación milonítica y lineaciones de estiramiento, L₂, en la «unidad alóctona». Proyecciones en el hemisferio inferior de la red equiareal. Los números entre paréntesis indican el número de medidas empleadas para la construcción de cada diagrama. Intervalos entre isolíneas del (100/N) por 100, siendo N la cifra entre paréntesis al lado de cada diagrama.

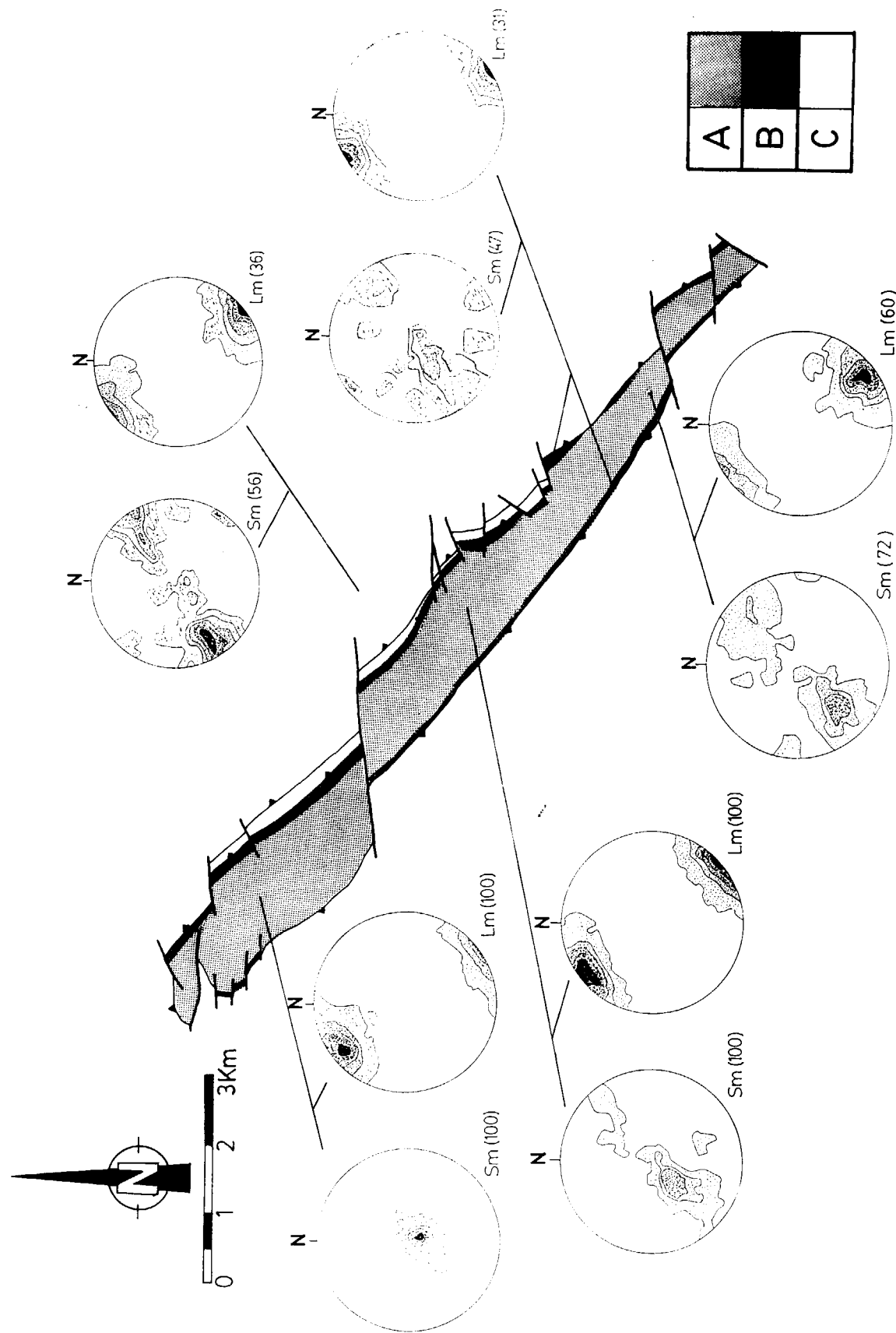


Figura 13.—Diagrama de polos de los planos de cizalla (Sm) y de las lineaciones de estiramiento asociadas (Lm) en los sectores NO, central y SE de la ventana de Ribera del Fresno. A. Ortogneis de Ribera del Fresno.—B. Esquistosidades y lineaciones de la Fm. Atalaya.—C. Foliación milonítica y lineaciones de estiramiento, L₂, en la «unidad alóctona». Proyecciones en el hemisferio inferior de la red equiareal. Los números entre paréntesis indican el número de medidas empleadas para la construcción de cada diagrama. Intervalos entre isolíneas del (100/N) por 100, siendo N la cifra entre paréntesis al lado de cada diagrama.

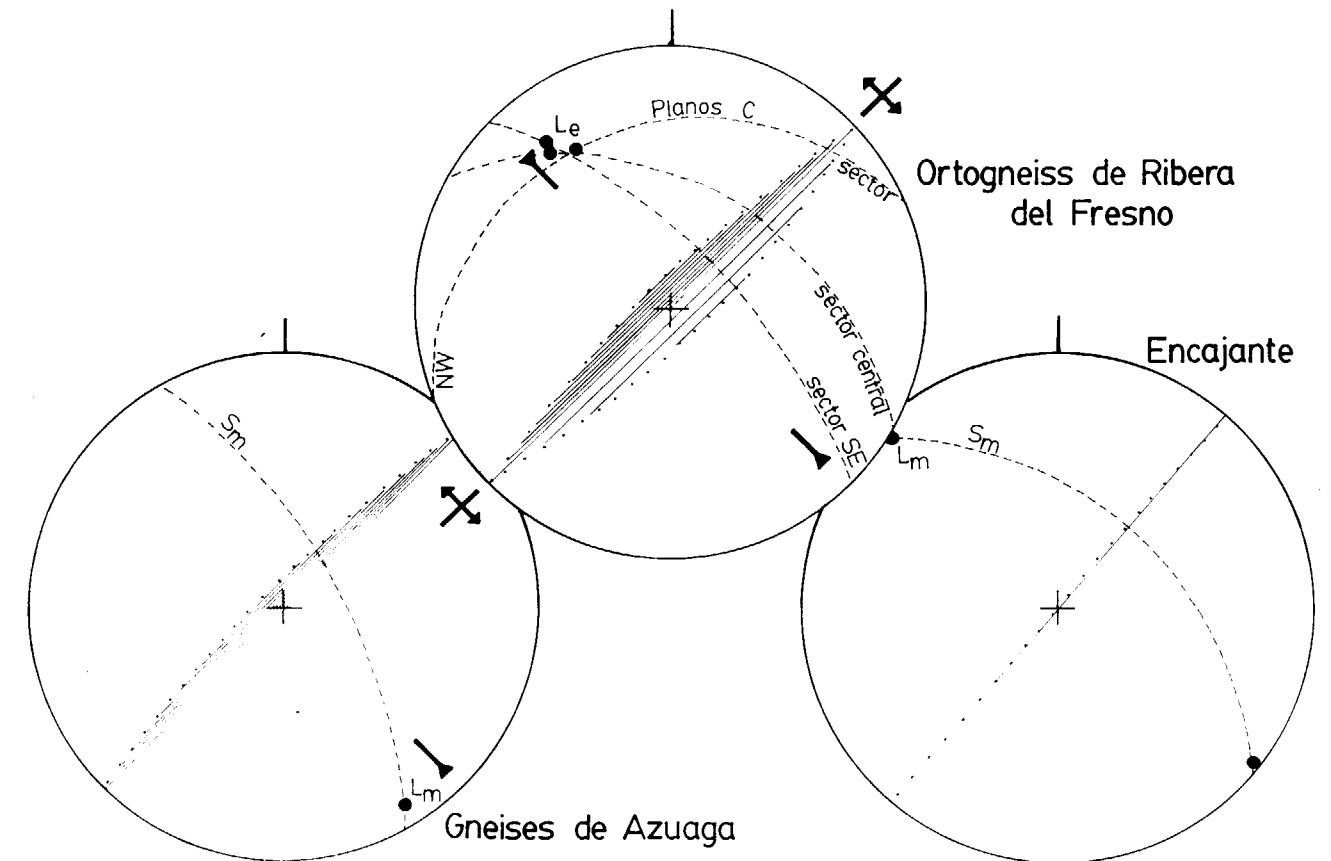


Figura 14.—Esquemas estructurales sobre la red estereográfica de las relaciones existentes entre la disposición más frecuente de los planos de foliación milonítica (Sm) y lineaciones de estiramiento (Lm) de la «unidad alóctona», planos C y lineaciones de estiramiento (Le) en los tres sectores diferenciados del ortogneis de Ribera del Fresno (círculo central), de la esquistosidad (Sm) y lineación de estiramiento (Lm) en el encajante metapelítico del citado ortogneis (diagrama de la derecha) y en los gneises de Azuaga circundantes (diagrama de la izquierda). Se observa una estrecha relación geométrica entre las citadas estructuras y la existencia de cierto combatimiento u ondulación estructural de dirección perpendicular (NE-SO) a la dirección regional (indicada por los planos NE-SO con tramas y sus polos correspondientes).

del Fresno, la distribución de las orientaciones de la esquistosidad de segunda fase parece reflejar cierta intensidad de plegamiento post-esquistoso que sería responsable de esta geometría.

La consecuencia principal de la existencia de dos fases de deformación sinésquistosas, una vergente al S y otra de cizallamiento transcurriente N 130-140 E, es la deformación o reorientación de las lineaciones L₁ y la generación de nuevas lineaciones L₂ (principalmente lineaciones minerales y de estiramiento). Este hecho determina la dispersión de las orientaciones de L₁, cuya geometría y orientación presentan cierto

espectro de orientaciones. Es difícil en ocasiones distinguir las lineaciones L₁ y L₂. Puede tener orígenes diversos incluso cuando su orientación es la misma, por lo que existen lineaciones minerales, de estiramiento o de microplegamiento de dirección regional para las que no es posible una adscripción clara a las fases D₁ o D₂. Las lineaciones D₂ en el ortogneis de Ribera del Fresno son siempre de estiramiento, y tienen una dirección media N 130 E. Sin embargo, aunque son claramente de estiramiento y con dirección regional en el encajante del ortogneis de Ribera del Fresno, son de microplegamiento con la misma orientación en áreas más alejadas del

citado ortogneis, donde existen, además, lineaciones de estiramiento o de microplegamiento con otras direcciones.

Por lo general, sobre los planos de esquistosidad existe una sola lineación. Se han encontrado, no obstante, algunos afloramientos en los que existen lineaciones superpuestas (lineaciones L_1 de dirección N 180 E y lineaciones L_2 N 130-140 E) sobre el mismo plano de esquistosidad o sobre planos muy próximos (fig. 15). Las lineaciones L_1 , de dirección próxima a N-S, son lineaciones de estiramiento, observándose criterios cinemáticos indicativos de un sentido de movimiento dirigido hacia el S. Las lineaciones L_1 aparecen deformadas por pliegues N 130-140 E, que presentan lineaciones de microplegamiento paralelas a sus

ejes. En los flancos están parcialmente obliteradas por lineaciones L_2 de microplegamientos o de crenulación, más espaciadas, que, como ya hemos indicado, tienen una dirección paralela a los ejes de los pliegues N 130-140 E.

Esta superposición de estructuras demuestra de forma clara el carácter polifásico de la deformación en los esquistos de la Fm. Atalaya, en particular, y de la «unidad para-autóctona» en un sentido más amplio, y apoya un esquema estructural con una primera fase D_1 sin-esquistosa de pliegues de tipo —a— vergentes al S, que llevan asociadas lineaciones de estiramiento subparalelas a la dirección de sus ejes (N 150-180 E), y una fase D_2 de cizallamiento transcurrente sin-esquistoso, a la que se asocian lineaciones de

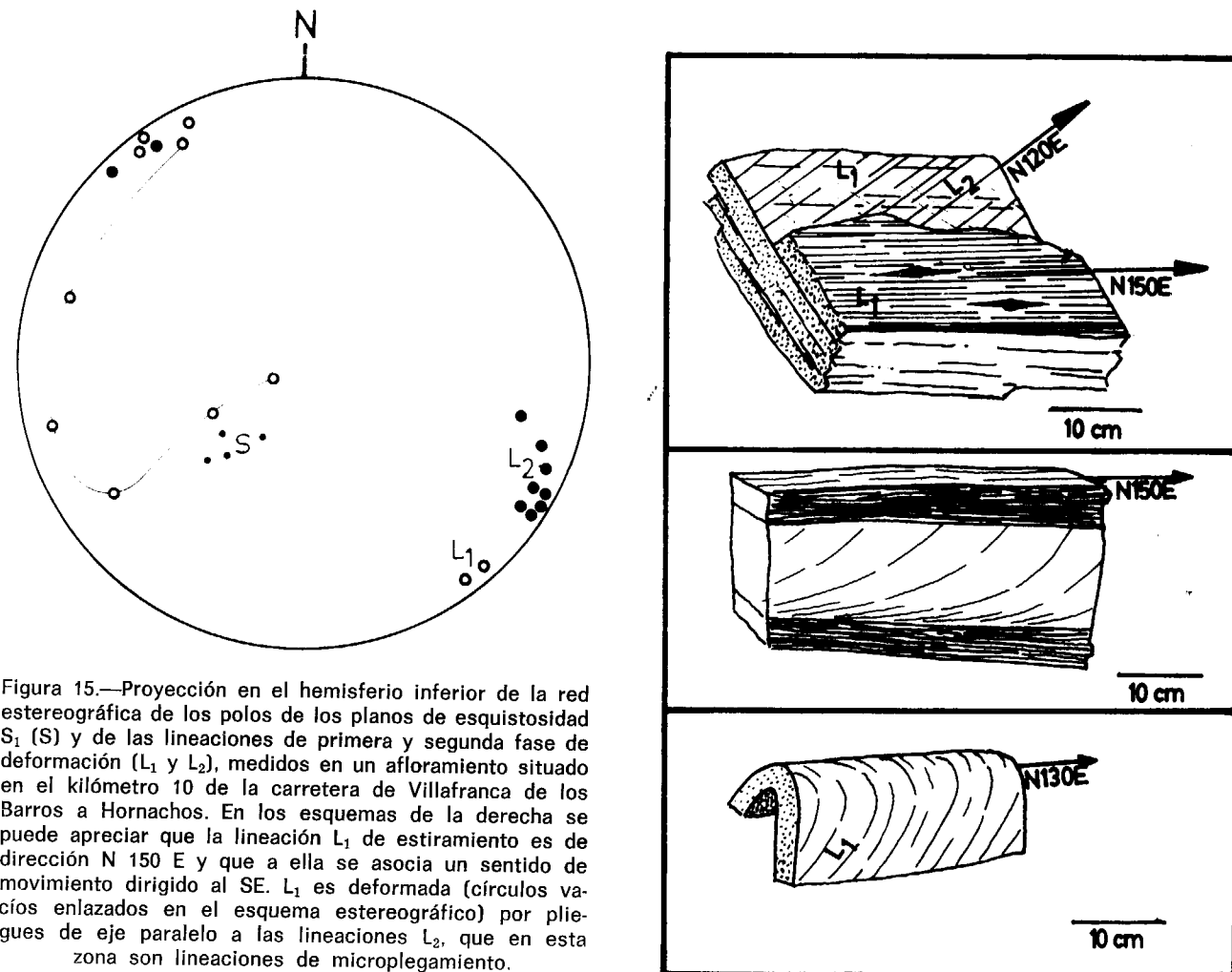


Figura 15.—Proyección en el hemisferio inferior de la red estereográfica de los polos de los planos de esquistosidad S_1 (S) y de las lineaciones de primera y segunda fase de deformación (L_1 y L_2), medidos en un afloramiento situado en el kilómetro 10 de la carretera de Villafranca de los Barros a Hornachos. En los esquemas de la derecha se puede apreciar que la lineación L_1 de estiramiento es de dirección N 150 E y que a ella se asocia un sentido de movimiento dirigido al SE. L_1 es deformada (círculos vacíos enlazados en el esquema estereográfico) por pliegues de eje paralelo a las lineaciones L_2 , que en esta zona son lineaciones de microplegamiento.

estiramiento en zonas con litologías, régimen y/o intensidad de la deformación favorable, y lineaciones de crenulación y de microplegamiento de la misma orientación en las otras zonas. Las lineaciones de este último tipo están claramente relacionadas con el episodio D_2 en muchos casos. No obstante, también es posible la generación de lineaciones similares con el replegamiento postesquistoso regional, que da lugar a las estructuras D_3 de plano axial vertical citadas anteriormente.

5. DEFORMACION INTERNA Y ESTRUCTURA DE LA «UNIDAD ALOCTONA»

La «unidad alóctona» ocupa la mayor parte del afloramiento del corredor blastomilonítico entre las fallas de Azuaga y Hornachos. Tradicionalmente (BURG et al., 1981; CHACON et al., 1983, etcétera), se ha venido considerando que en los materiales de esta unidad la foliación era subvertical y de dirección oblicua a la directriz de la zona de cizalla de Badajoz-Córdoba, explicándose las variaciones respecto de este patrón como el resultado de replegamientos posteriores o como una característica primaria debida al control ejercido por masas competentes de ortogneis (BURG et al., 1981).

Este estudio ha permitido constatar que, sin embargo, la «unidad alóctona» se caracteriza por la presencia de una foliación milonítica (S_2) y de una lineación de estiramiento (L_2) muy penetrativas, asociadas a la fase D_2 en sus niveles estructurales más bajos y por una serie de estructuras producidas por cizalla simple y aplastamiento hacia los niveles estructurales más altos. La disposición de las foliaciones no es siempre sub-vertical. Por el contrario, son predominantemente sub-horizontales en numerosas áreas, muchas de las cuales no están relacionadas espacialmente con cuerpos de ortogneis.

La foliación milonítica (S_2) dominante en las unidades gneísticas basales de la «unidad alóctona» presenta una dirección N 130-140 E y buzamientos al NE, al SO o sub-horizontales. Por su parte, las lineaciones de estiramiento L_2 son subhori-

zontales y de dirección variable, entre N 130 E y N 160 E, principalmente.

La S_1 dibuja una serie de antiformal y sinformas alargadas y estrechas (cuya escala varía entre métrica y kilométrica), con planos axiales subverticales y con ejes que se inclinan suavemente al NO y SE (fig. 16), definiendo domos y cubetas alargados.

La estructuración post- D_1 permite observar el cabalgamiento basal o contacto entre las «unidades para-autóctona y alóctona», el cual aparece plegado y cortado por la superficie de erosión en diversas ventanas tectónicas como la de Ribera del Fresno y la del afloramiento de la Formación Atalaya (fig. 16). Existen, asimismo, domos en los que se observan importantes gradientes estructurales, como el domo de Mina Afortunada, o que sitúan en superficie zonas próximas a grandes cabalgamientos internos de la «unidad alóctona», como ocurre en la ventana de Higuera de Llerena.

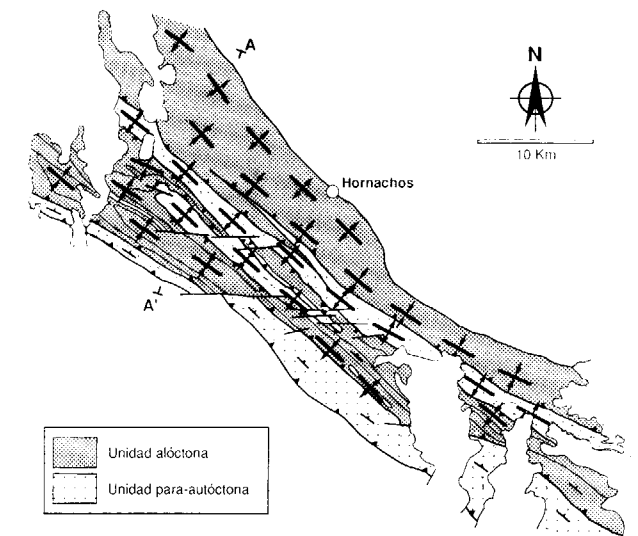


Figura 16.—Esquema geológico simplificado del sector central del corredor blastomilonítico de Badajoz-Córdoba en el que se presenta la distribución de antiformal y sinformas que pliegan al conjunto de la «unidad para-autóctona» y la «unidad alóctona». A-A' corresponde al corte geológico sintético del corredor blastomilonítico que aparece en la figura 31b.

5.1. El gneiss de Higuera de Llerena

El gneiss de Higuera de Llerena (fig. 17) presenta una foliación milonítica D_2 que es la única estructura visible. No se han conservado vestigios de una fase de deformación anterior, aunque sí de un metamorfismo previo. La foliación regional (S_2) presenta una dirección N 130-140 E, con buzamientos débiles al NE y al SO. Por el contrario, las lineaciones de estiramiento asociadas (L_2) presentan una dirección relativamente constante N 140-150 E (fig. 18).

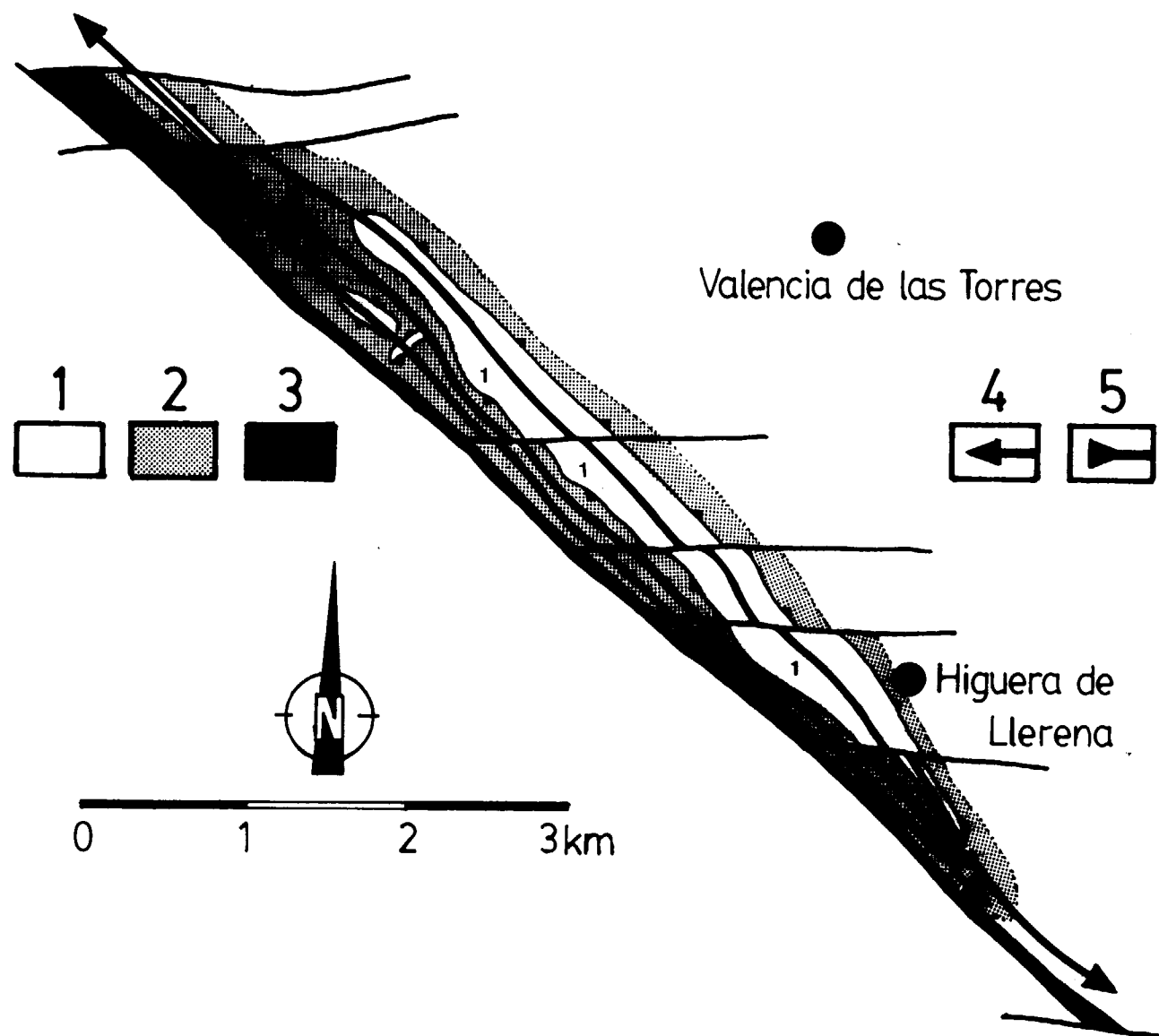


Figura 17.—Esquema cartográfico de la estructura de la ventana de Higuera de Llerena, en el que se observa la estructuración en antifórmas y sinórmas consecutivos. 1. Gneis de Higuera de Llerena. 2. Ultramilonitas. 3. Rocas de falla asociadas a la falla de Azuaga. 4. Ejes de antifórmas. 5. Ejes de sinórmas.

La foliación milonítica está definida por la orientación paralela de las grandes glándulas de feldespato que caracterizan a estos materiales y por la presencia de finas bandas biotíticas o de cuarzo de espesor milimétrico que se sitúan entre los feldespatos y que a veces aparecen intensamente replegadas. Las lineaciones de estiramiento están marcadas por la elongación de las cintas de cuarzo, de agregados biotíticos y de sillimanita y por la alineación de las glándulas feldespáticas. En las facies gneísicas de grano

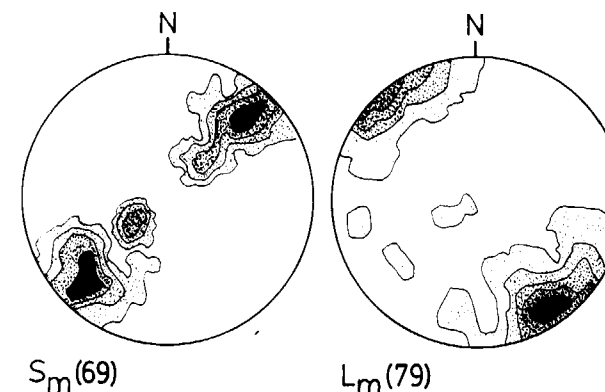


Figura 18.—Proyecciones en el hemisferio inferior de la red equiareal de los polos de los planos de la foliación milonítica y ultramilonítica (S_m) y de las lineaciones de estiramiento correspondientes (L_m) en los materiales aflorantes en la ventana de Higuera de Llerena. Los números entre paréntesis indican el número de medidas empleadas para la construcción de los diagramas. Intervalos entre isolinéas del 1.4 y 1.6 por 100, respectivamente

fino, tanto la foliación milonítica como las lineaciones de estiramiento, están mejor definidas, presentando características similares a las ya descritas. En las ultramilonitas a las que pasan gradualmente los gneises glandulares la foliación tiene el aspecto de un «slaty cleavage» banal. Sin embargo, se puede reconocer aún la presencia de algunos porfiroclastos de pequeño tamaño de granate o feldespato. La lineación es un rasgo prominente de las ultramilonitas. Está definida por la disposición alargada de sistemas porfiroclásticos de hasta un centímetro de espesor y varios decímetros de longitud, en cuyo centro existen pequeñas protuberancias ocupadas por porfiroclastos. La foliación milonítica, que en detalle presenta una distribución anastomada, suele aparecer intensamente deformada por pliegues en vaina («sheath folds») de eje paralelo a la lineación de estiramiento y de plano axial paralelo a la foliación principal. Son pliegues intrafoliares muy estirados en los que llegan a individualizarse las charnelas, siendo sus flancos adelgazados y transpuestos por la foliación milonítica.

En la mayor parte del afloramiento del gneis de Higuera de Llerena la foliación define antifórmas y sinórmas (figs. 17 y 19). Estas estructuras, con una longitud de onda de unos pocos cente-

nares de metros (a veces menos de 100 m.), se prolongan lateralmente durante distancias de hasta 10 kilómetros. Sus planos axiales son verticales y sus ejes subhorizontales, permitiendo la formación de pequeñas ventanas en los valles excavados por algunos arroyos. En conjunto, estos pliegues definen una estructura antiformal de primer orden cuyo flanco SO aparece cortado por la falla de Azuaga (fig. 19). En el núcleo de esta antifórma afloran los materiales estructuralmente más bajos de la «unidad alóctona», sin que llegue a observarse su base. El principal afloramiento de gneises glandulares con estas características se encuentra en la ventana de Higuera de Llerena. No obstante, en áreas vecinas (transversal de Aceuchal-Villalba de los Barros, y al E de Azuaga) se han observado gneises glandulares con características similares a las del gneis de Higuera de Llerena y en una posición estructural similar (bajo los materiales de la «lámina blastomilonítica de gneises migmáticos»).

5.2. La «lámina blastomilonítica de gneises migmáticos»

En estos materiales la foliación milonítica está definida por un bandeado tectónico y metamórfico. Tanto la foliación principal (S_2) como las lineaciones de estiramiento (L_2) están definidas por la elongación de porfiroclastos de feldespato y de cintas de cuarzo y de agregados biotítico-sillimaníticos. Estas estructuras se corresponden con el episodio de deformación D_2 , ya que hay evidencias de un episodio anterior coetáneo con un metamorfismo de grado alto, y en algunos porfiroclastos se conserva una esquistosidad S_1 relictas.

En el área estudiada (entre Villafranca de los Barros y Berlanga) las condiciones de afloramiento no son de calidad suficiente para permitir observaciones sobre superficies superiores a algunos metros cuadrados. Sin embargo, en los cortes de los arroyos Argallón y de Los Pilonos (al E de Azuaga y en la carretera de Aceuchal a Villalba de los Barros, respectivamente) existen afloramientos de calidad excelente, por lo que se han realizado en ellos observaciones que han permitido completar aspectos específicos de este trabajo.

La foliación milonítica S_2 presenta numerosas

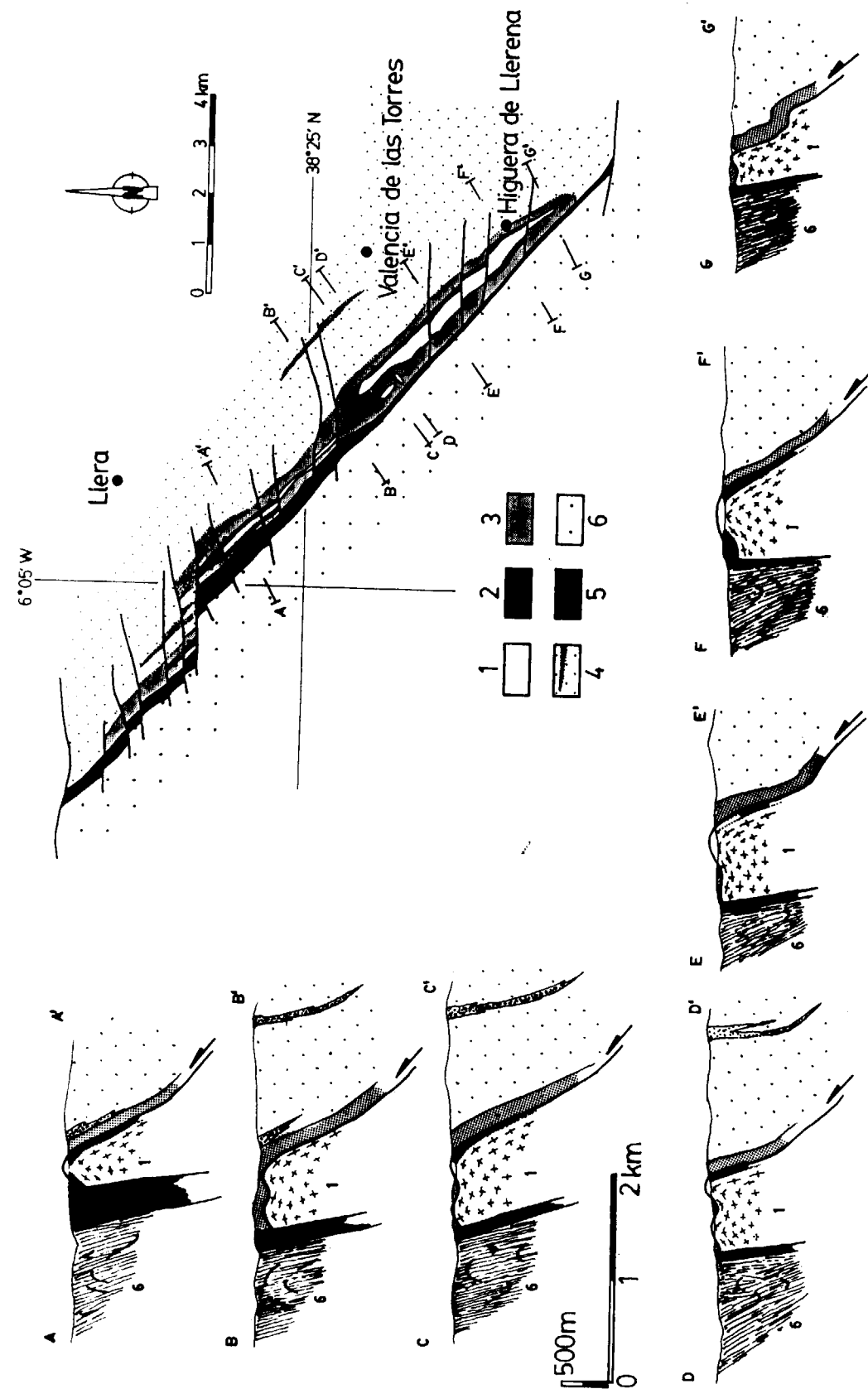


Figura 19.—Cortes geológicos seriados de la ventana de Higuera de Llerena en los que se observa la relación geométrica existente entre la estructura del gneis de Higuera de Llerena con su facies de grano fino (1) y de grano grueso (2), el tramo de ultramylonitas (3), los gneises de la «lámina blastomilonítica de gneises migmatíticos» (4), la falla de Azuaga, jalonada por rocas de falla (5) y los materiales de la «unidad para-autóctona» (6).

estructuras indicativas de que un régimen no coaxial de la deformación es responsable de su génesis. En primer lugar, la foliación aparece doblada por bandas de deformación asimétricas, con una oblicuidad de unos 30° (lámina 5). Estas bandas doblan a la foliación en los tramos micáceos y producen boudins asimétricos en los niveles cuarzo-feldespáticos. Los cuellos de los boudins pueden llegar a ser cortados por microzonas de cizalla frágil-dúctil, formándose entonces niveles desmembrados compuestos por fragmentos sigmoidales. Los niveles cuarzo-feldespáticos se repliegan intensamente hasta formar pequeñas estructuras colapsadas asimétricas alrededor de las cuales se dispone la foliación milonítica definida por niveles filosilicatados (lámina 5).

La foliación milonítica principal (S₂) presenta una dirección N 130-140 E, con inclinaciones predominantemente al NE, mientras que las lineaciones de estiramiento son subhorizontales y de dirección variable, entre N 130 E y N 160 E.

La asimetría de los micropliegues indica un sentido de cizalla idéntico al que indican los sistemas porfiroclásticos o las bandas de cizalla (aunque ocasionalmente se ha observado una simetría contraria). Existen niveles microplegados delimitados por dos bandas o microzonas de cizalla oblicuas hacia las cuales pasan adelgazándose sus flancos. Se interpreta que estas estructuras son resultado de la existencia de una componente de acortamiento perpendicular a la dirección de estiramiento definida por las bandas de cizalla que micropliega los niveles más competentes que quedan aislados entre dos bandas de cizalla a favor de las cuales se verifica la totalidad del flujo dúctil.

Otra característica prominente son los pliegues intrafoliares («sheath folds») de la foliación milonítica (lámina 6). Se trata de pliegues de escala centimétrica a métrica que aparecen a favor de bandas de potencia métrica a decamétrica. Son pliegues de eje paralelo a la lineación (solamente de manera local se han observado micropliegues de eje perpendicular a la lineación de estiramiento), que se caracterizan por presentar una simetría de tipo similar y por tener unos flancos paralelos y muy estirados que pasan gradualmente a definir la foliación milonítica. La relación longitud/anchura supera con cre-

ces la razón 10 : 1 en la mayor parte de las ocasiones. Generalmente se agrupan en sets de pliegues asimétricos, con un flanco adelgazado, indicando un sentido de cizalla sinistro. Los niveles plegados están constituidos a veces por una concentración de charnelas separadas entre sí por bandas miloníticas anastomosadas de escasa potencia. Existen también pliegues de tamaño métrico o superior que producen una ondulación de la foliación milonítica según un esquema asimétrico de flanco largo - flanco corto.

Se han reconocido algunas estructuras (interpretadas aquí como distensivas y relacionadas con los últimos estadios de D₂) en la base de la lámina blastomilonítica de gneises migmatíticos en Higuera de Llerena (fig. 20). La foliación milonítica S₂ aparece cortada por pequeñas fracturas oblicuas que, de forma progresiva, pero rápida, pasan a situarse paralelas a la foliación. A escala del afloramiento su cinemática indica un desplazamiento del bloque superior hacia el SE. Estas estructuras forman, con la S₂, ángulos de 45-60° en secciones paralelas a la dirección de las lineaciones de estiramiento y los saltos asociados a estas porciones son, como máximo, de 0.5 a 1 m. En profundidad, el ángulo entre las fallas y la foliación decrece y el desplazamiento se hace paralelo a la foliación. Finalmente, existe un tramo en el que se paralelizan progresivamente falla y foliación, el salto deja de ser perceptible y todo el desplazamiento es absorbido

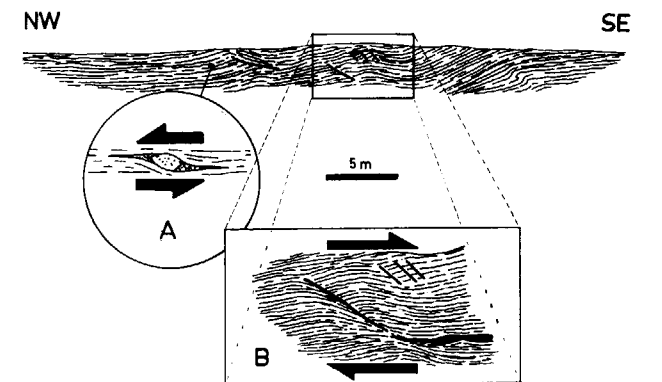
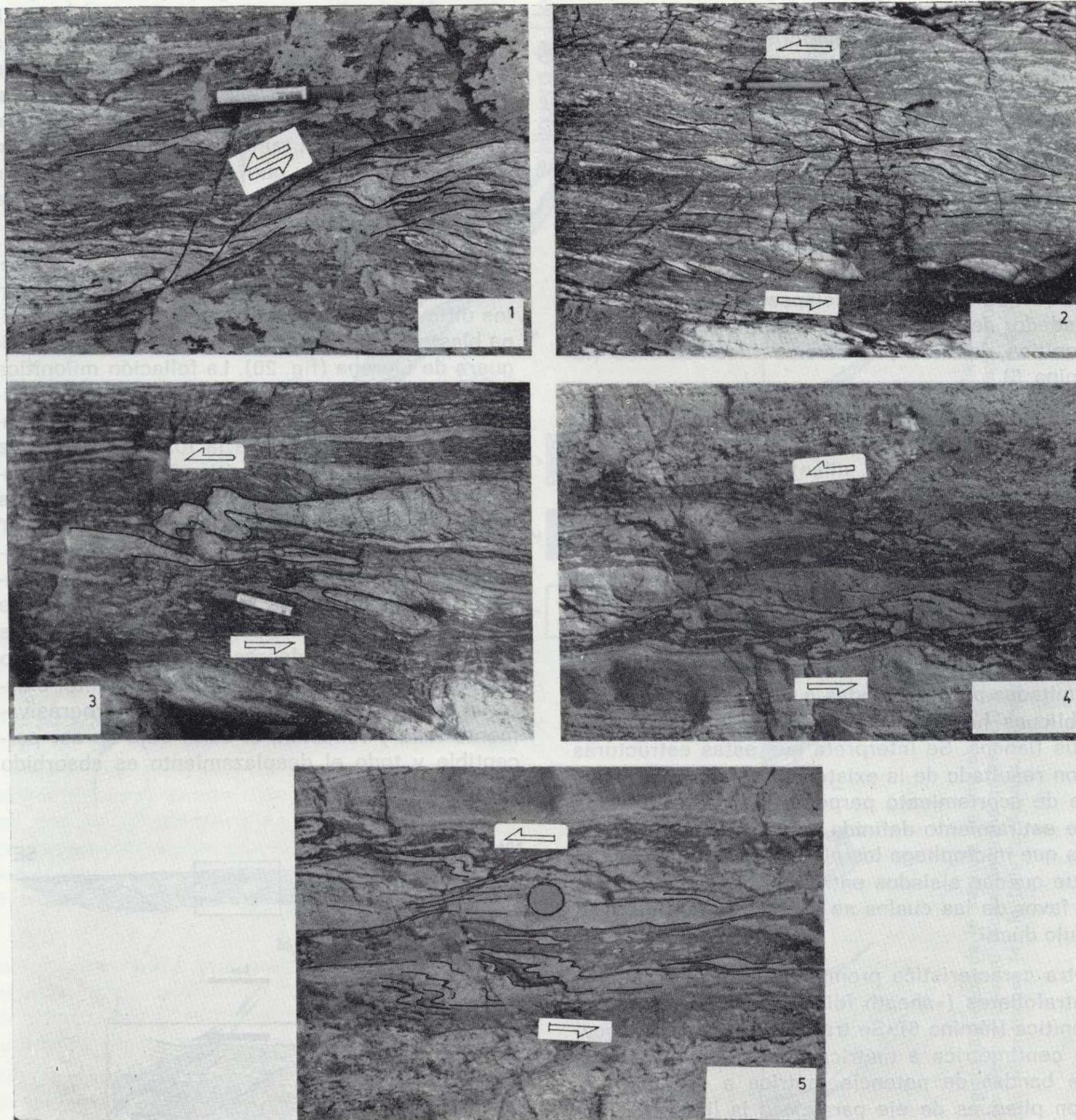
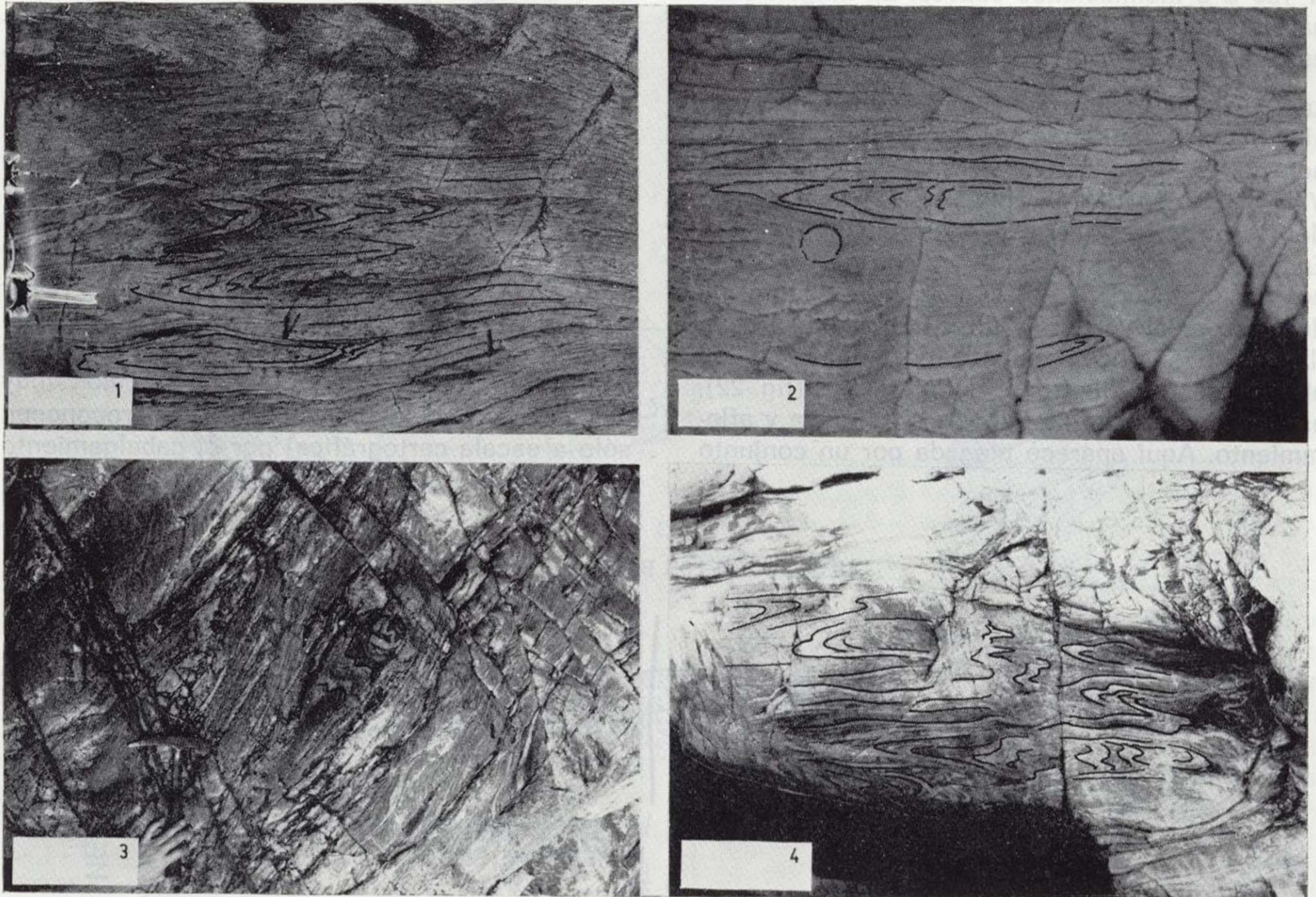


Figura 20.—Estructuras distensivas en la base de la «lámina blastomilonítica de gneises migmatíticos» en las proximidades de Higuera de Llerena. Se forman fracturas y pequeñas fallas normales que pasan gradualmente hacia abajo a zonas en las que se produce un estiramiento de la foliación milonítica.



Características de la foliación milonítica en gneises de la «lámina blastomilonítica de gneises migmáticos» y estructuras asociadas. Es de destacar el amplio desarrollo de bandas de cizalla (1, 2, 4 y 5) a las que se asocian sistemas porfiroclásticos sigmoidales (1, 2), microzonas de cizalla en la transición frágil-dúctil (1), aboudinamientos de los diferenciados metamórficos más competentes (4, 5) y replegamientos asimétricos de la foliación (3) que con frecuencia llegan a dar pliegues en vaina. Todas las estructuras corresponden al corte de los gneises de Azuaga en el Arroyo Argallón, al E de Azuaga.

LAMINA 6



Geometría de los pliegues similares de tipo «sheath-fold» que aparecen en el corte de los materiales de la «lámina blastomilonítica de gneises migmáticos» en el Arroyo Argallón, al E de Azuaga. En los cuatro casos la cinemática asociada a la formación de estos pliegues es un cizallamiento sinistro y subhorizontal en una zona de cizalla dúctil subvertical.

paralelamente a la dirección de la foliación milonítica por deformación interna de los niveles de despegue (que sufren un estiramiento y aboudinamiento importantes).

5.3. La «lámina eclogítica»

En la «lámina eclogítica» la foliación principal es, igual que en el caso anterior, de segunda fase de deformación regional (D_2). En la mayor parte de las anfibolitas es posible reconocer una foliación S_2 de carácter protomilonítico a ultramilonítico que rodea a porfiroclastos de granate en cuyo interior existe una esquistosidad S_1 anterior relacionada con la primera fase de deformación regional (D_1). Ya se indicó con ante-

rioridad que los materiales metabásicos que constituyen esta unidad incluyen productos de la retromorfosis de eclogitas en las cuales se conserva una foliación S_1 pre-milonítica definida por bandas de rutilo y por la orientación de antiguos cristales de clinopiroxeno. Como ocurría con la unidad infrayacente a ésta, el episodio D_1 se asocia aquí también a un evento metamórfico de grado alto.

Las lineaciones D_2 son minerales y de estiramiento. Las primeras vienen definidas por la orientación de los anfíboles, mientras que las segundas vienen, además, remarcadas por la elongación de bandas y porfirocristales feldespáticos. La foliación megascópica (S_2) presenta una dirección N 130-140 E y las lineaciones aso-

ciadas tienen dirección variable entre N 130 E y N 160 E e inclinaciones suaves. En ningún caso ha sido posible determinar la orientación de las estructuras de primera fase.

Las relaciones entre la «lámina eclogítica» y la «lámina blastomilonítica de gneises migmáticos» son particularmente claras en la transversal de Villalba de los Barros (fig. 21), así como en la del Cerro de las Mesas, al E de Azuaga (fig. 22). En ambos casos la «lámina eclogítica» se sitúa por encima ocupando el núcleo de una sinforma de plano axial vertical y dirección regional cuyo flanco NE aparece laminado por fallas. En los alrededores de Villafranca de los Barros (fig. 22), esta unidad presenta su máxima potencia y afloramiento. Aquí aparece plegada por un conjunto

de estructuras alternativamente antiformales y sinformales de plano axial sub-vertical o vergente al SO. Hacia el SE sus relaciones no son claras y es sustituida lateralmente por una alternancia de gneises biotíticos con intercalaciones de niveles eclogíticos. En las diversas secciones estudiadas (transversales de Hinojosa del Valle, de Valencia de las Torres, del Arroyo Conejo y de Maguilla) la disposición estructural de esta unidad es similar: una sinforma con un flanco SO mejor desarrollado y complicado en ocasiones por repliegues menores, y un flanco NE en el que los contactos entre las diversas láminas gneísicas aparecen cortados con ángulos muy bajos (estas relaciones de corte se reconocen sólo a escala cartográfica) por el cabalgamiento

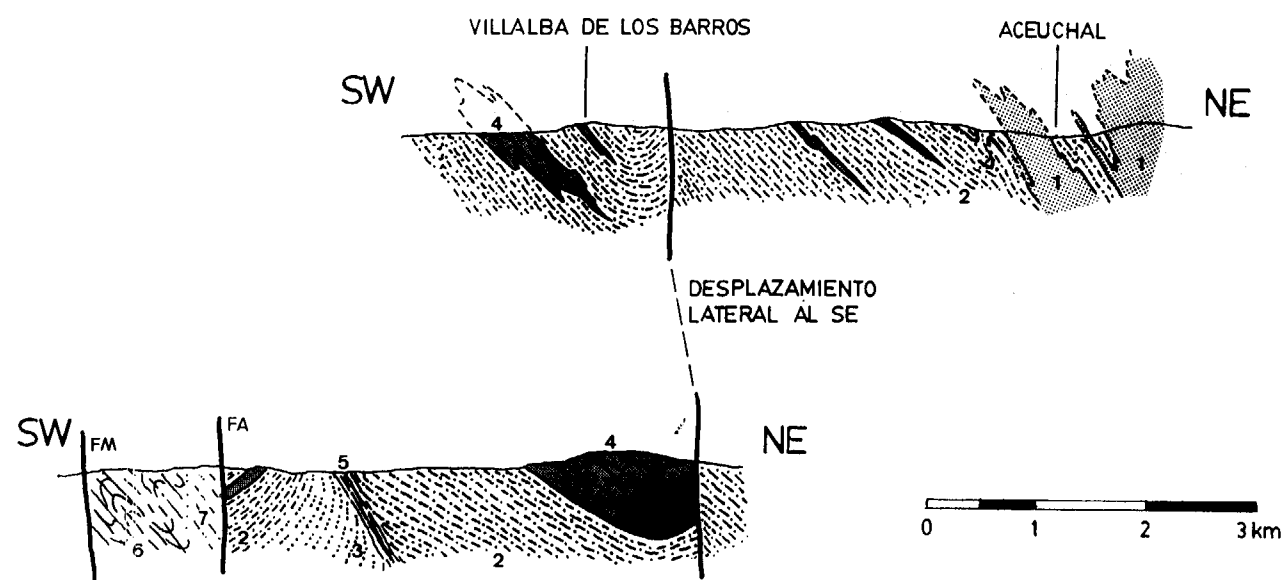
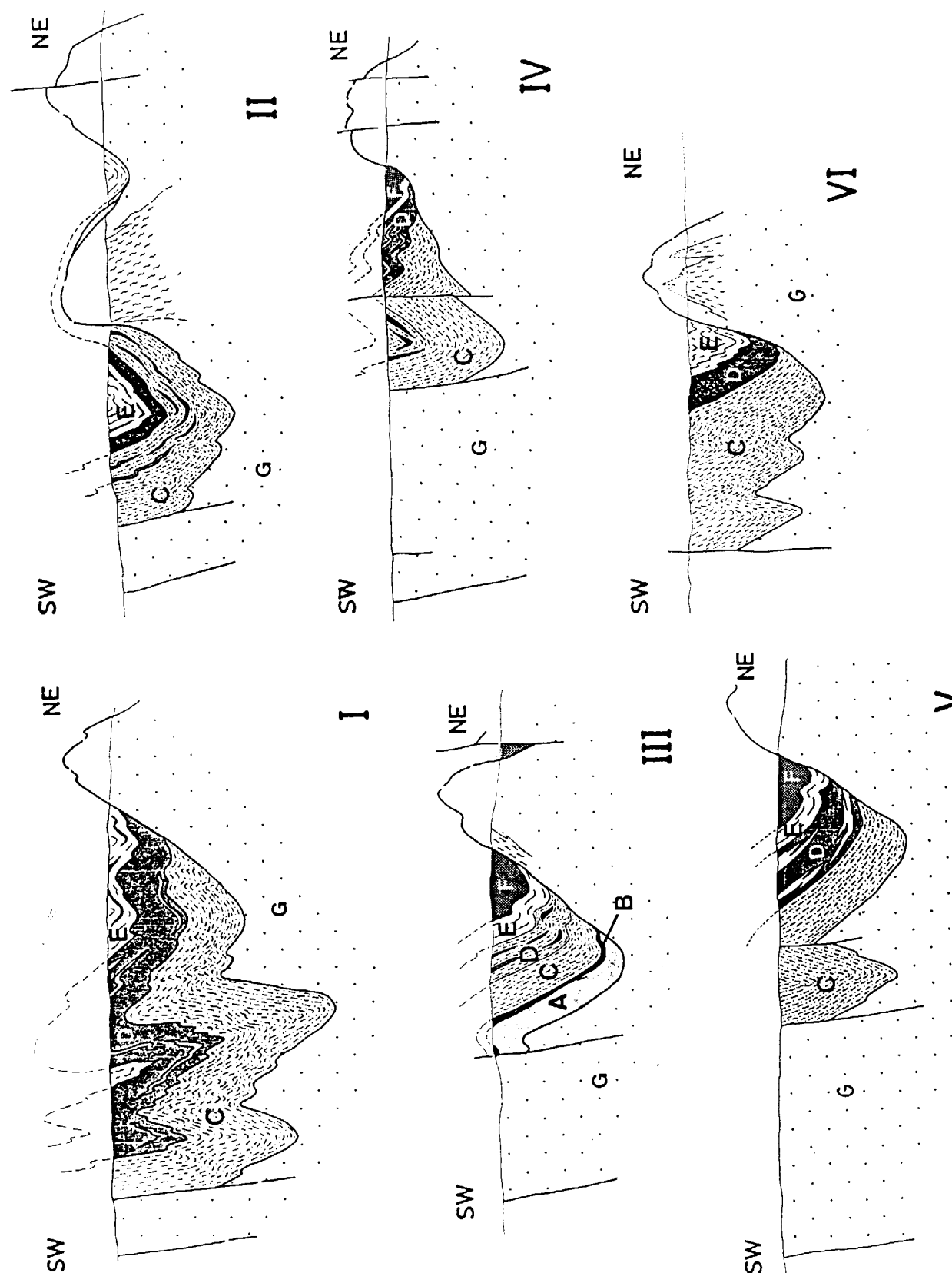


Figura 21.—Estructura de los gneises de Azuaga en el corte de la carretera de Aceuchal-Villalba de los Barros-Puebla del Maestre. 1. Ortogneis de Aceuchal. 2. Gneises migmáticos blastomiloníticos. 3. Gneises glandulares. 4. Anfibolitas granatíferas. 5. Corredores de ultramilonitas. 6. Materiales de la Fm. de Azuaga. 7. Idem, con aspecto masivo.

Figura 22.—Cortes geológicos seriados en los que se muestra la estructura de las diferentes láminas tectónicas que componen la «unidad alóctona» entre las fallas de Malcocinado y Azuaga (que aparecen en el SO de los cortes) y la anti-forma (ventana tectónica) de tercera fase, ocupada por el afloramiento de la Formación Atalaya (se representan en algunos cortes las intrusiones de granitos pre-hercínicos deformados). A. Gneis de Higuera de Llerena. B. Ultramilonitas. C. «Lámina blastomilonítica de gneises migmáticos». D. «Lámina eclogítica». E. «Complejo leptino-anfibolítico». F. «Serie Negra». G. «Unidad para-autóctona». FM. Falla de Malcocinado. Los cortes se han realizado según una dirección NE-SO en las transversales de Villafranca de los Barros (I), Hinojosa del Valle (II), Higuera de Llerena-Valencia de las Torres (III), Cortijo de Los Rubiales-Arroyo Conejo (IV), Maguilla (V) y Arroyo de Los Pilonos, al E de Azuaga (VI).



basal de la «unidad alóctona», resultando una geometría comparable a la de los dúplex.

5.4. El «complejo leptino-anfibolítico»

En los materiales cuarzo-feldespáticos del «complejo leptino-anfibolítico» la foliación y las lineaciones de estiramiento megascópicas (por lo general estructuras D_2), vienen definidas por la elongación de niveles o cintas de cuarzo y de porfirocristales o bandas feldespáticos. En los materiales metabásicos es la orientación preferente de los anfíboles y la elongación de los porfirocristales feldespáticos la que define ambas estructuras. A diferencia de las unidades estudiadas en los párrafos anteriores, los materiales del «complejo leptino-anfibolítico» se caracterizan por su marcado carácter de tectonitas L (principalmente en el área de Hinojosa del Valle): la foliación apenas es perceptible en muchas de las secciones estructurales YZ, a pesar de que está muy claramente definida en las secciones XZ. La orientación de esquistosidad y lineaciones es la misma que en las otras dos unidades. Estas estructuras son las únicas que se observan en la casi totalidad de los afloramientos o en lámina delgada, siendo claramente correlacionables con las estructuras de fase D_2 . No obstante, en Hinojosa del Valle se han podido reconocer sobre un mismo plano de foliación en gneises cuarzo-feldespáticos dos lineaciones de estiramiento superpuestas: una lineación L_1 , de dirección N 160 E, equivalente a N 180 E, en un plano horizontal, y otra posterior, L_2 , de dirección regional N 130-140 E. Ambas lineaciones son comparables en cuanto a su dirección, significado y orden de superposición a las encontradas en los esquistos de la Fm. Atalaya (unidad para-autóctona), y en la base de la «Serie Negra» suprayacente.

Los materiales del «complejo leptino-anfibolítico» ocupan las posiciones estructuralmente más altas del afloramiento de la «unidad alóctona» (fig. 22). Con una potencia variable ocupan sinformas con un flanco SO, donde aparecen todos o casi todos los términos basales de la «unidad alóctona», y con un flanco NE, a veces laminado por el cabalgamiento basal de la «unidad alóctona». Una importante zona de cizalla basal en la que se generan rocas miloníticas y ultramiloníticas separan a esta unidad de la «lámina eclogítica» infrayacente.

5.5. La «Serie Negra» y los gneises del domo de Mina Afortunada

Todos los materiales cuyas estructuras se describen en los apartados anteriores afloran en el sector estudiado exclusivamente al SO del afloramiento de los esquistos de la Formación Atalaya. No ocurre así con la «Serie Negra» suprayacente, la cual aflora principalmente al NE del afloramiento de la Formación Atalaya, aparece también (directamente encima de los gneises y anfíbolitas del «complejo leptino-anfibolítico») al SO del citado afloramiento en las transversales de Valencia de las Torres, del Arroyo Conejo y de Maguilla (fig. 22).

Tanto en la «Serie Negra» y sus intercalaciones cuarcíticas o anfibólicas, como en el núcleo migmatítico gneisificado que aflora en el área del domo de Mina Afortunada (fig. 23), el carácter estructural más destacable es la presencia de una esquistosidad penetrativa a la que acompaña una lineación siempre manifiesta. Ambas estructuras confieren a las rocas mencionadas el carácter de tectonitas S-L.

En el domo gneísico de Mina Afortunada las microestructuras son claramente indicativas de que la foliación S_2 dominante se desarrolló como consecuencia de un proceso de deformación dúctil y de milonitización, D_2 , sobre un conjunto migmatítico y granodiorítico. Tal proceso se traduce en la generación de una «schistosity», que es la principal estructura observable megascópicamente. En las migmatitas que se conservan como masas relictas bordeadas por zonas intensamente gneisificadas, se conserva un bandeado migmatítico coetáneo con un proceso de deformación rotacional, D_1 , que presenta una homogeneidad considerable y está caracterizado por microestructuras tales como sistemas de porfiroclastos con morfologías sigmoides, estructuras C-S, relaciones de oblicuidad entre la dirección de las subjuntas en el cuarzo y la dirección del alargamiento de ribbons, etc. Las lineaciones L_1 y L_2 contenidas en los planos de esquistosidad S_1 de las migmatitas y S_2 de los ortogneises, respectivamente, son siempre lineaciones minerales y de estiramiento (de minerales y de agregados).

En los materiales esquistosos de la «Serie Ne-

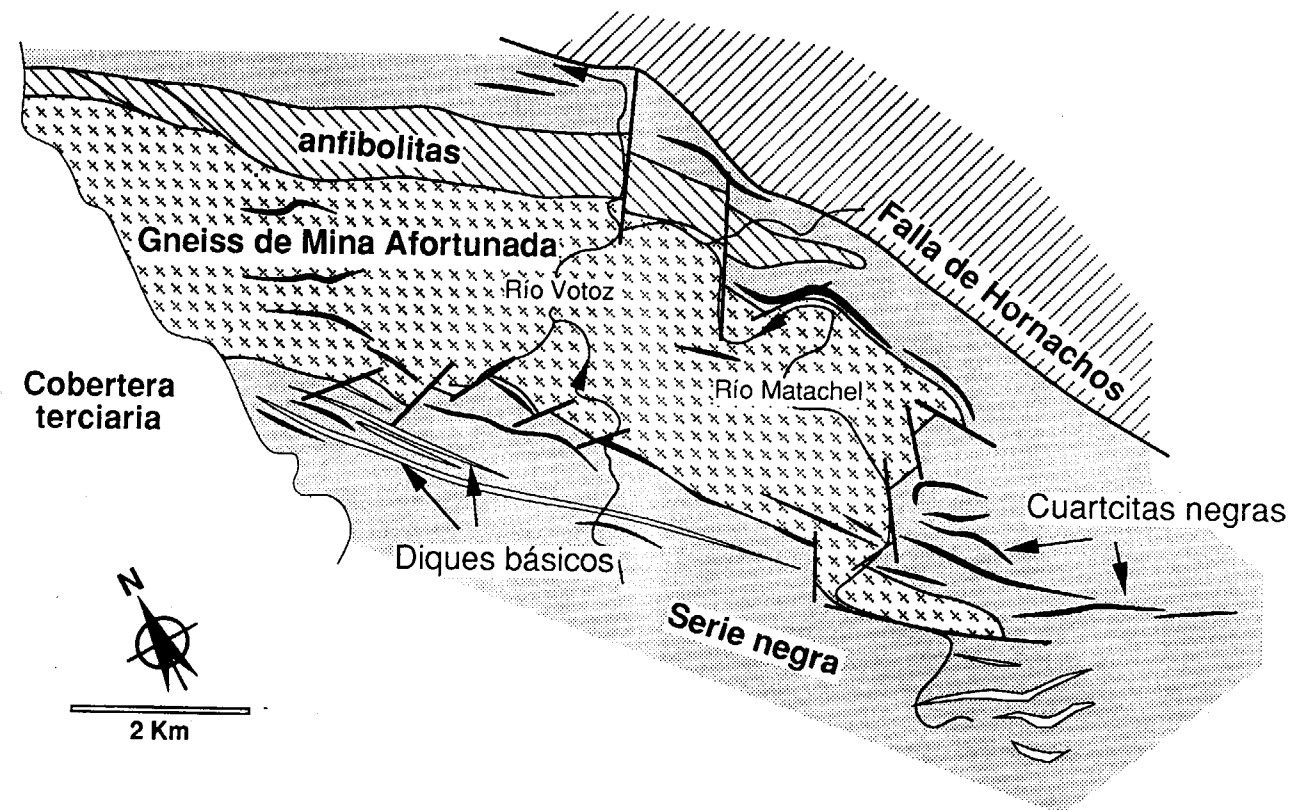


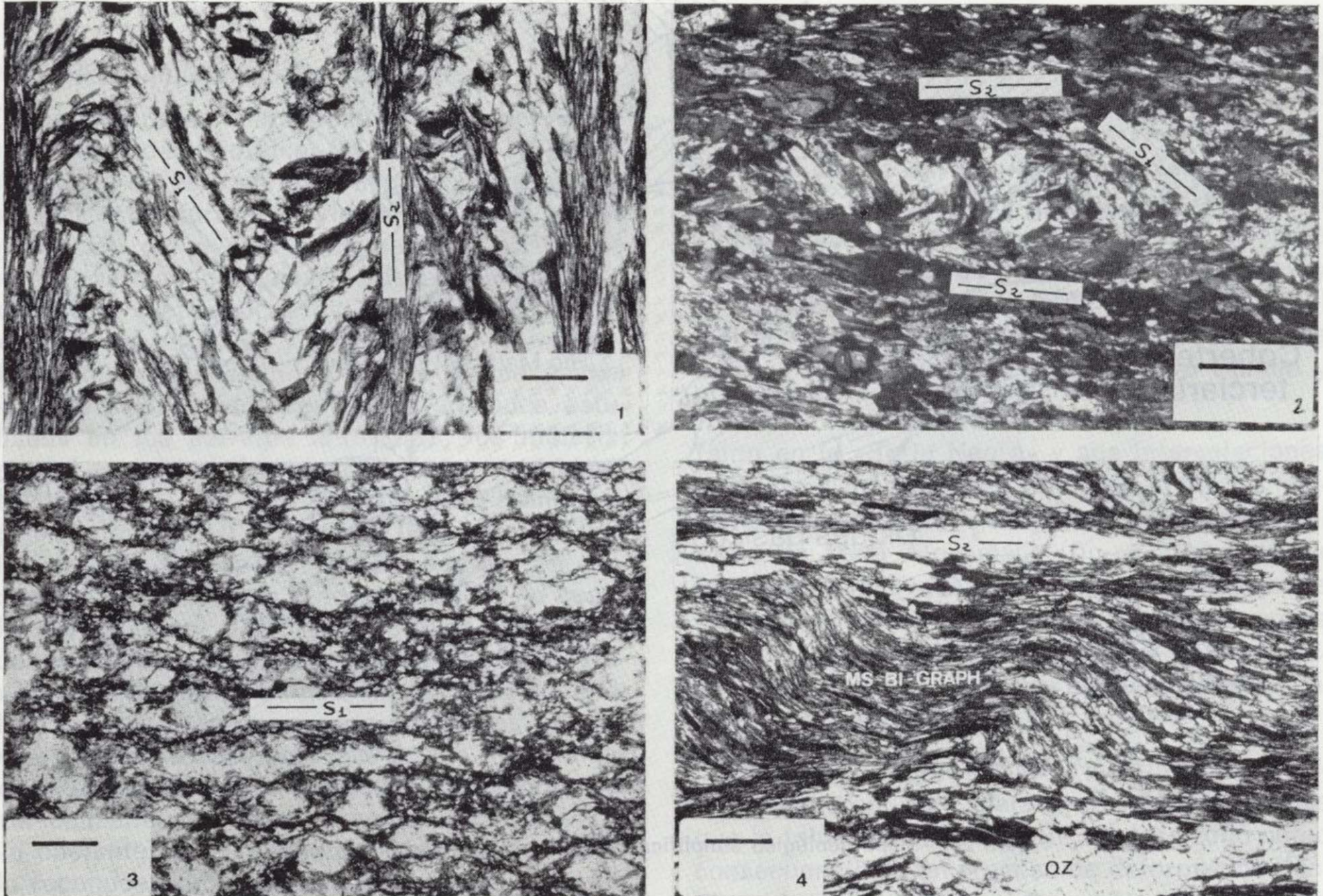
Figura 23.—Mapa geológico simplificado del domo de Mina Afortunada.

gra» propiamente dicha, la esquistosidad megascópica es, en realidad, un bandeado tectónico S_2 , que se superpone a una «schistosity» S_1 previa, conservada como reliquias dentro de porfirocristales o en microlitones (lámina 7). En contraste con la homogeneidad textural del núcleo migmatítico gneisificado de Mina Afortunada, en la «Serie Negra» se puede observar la alternancia de microlitones en los que ha predominado el aplastamiento con niveles de potencia variable y de composición filosilicatada en los que el proceso predominante es la cizalla simple (llegando incluso a la formación de bandas micáceas con crenulaciones de extensión). Estas características se pueden adscribir a un proceso de aplastamiento global heterogéneo, D_2 , por partición de la deformación (BELL y RUBENACH, 1980; BELL, 1985). Este proceso puede explicar el hecho de que las secciones cortadas según el plano estructural XZ muestren microlitones con arcos

poligonales de la esquistosidad S_1 previa, lo que cabría esperar en las secciones YZ.

Las lineaciones observadas corresponden a varios tipos. Existen lineaciones de estiramiento, L_1 , en algunos esquistos y en cuarcitas negras que son claramente anteriores a otras lineaciones, L_2 , de microplegamiento y de crenulación paralelas a lineaciones de intersección entre la S_1 y la S_2 (lineaciones L_2 de intersección).

Las bandas de cuarcitas negras que se intercalan entre las metapelitas de la «Serie Negra» se caracterizan por presentar una esquistosidad y una lineación prominentes y, con frecuencia, pliegues intrafoliares de morfología isoclinal y eje paralelo a la lineación. Desde el punto de vista microscópico, la esquistosidad de las cuarcitas negras está marcada por una alternancia de lechos más y menos ricos en grafito. A escala del conjunto de la «Serie Negra», las microestruc-



Aspectos microestructurales de la esquistosidad en diversos materiales de la «Serie Negra». En 1 y 2 se puede observar la existencia de una esquistosidad S_1 definida por la orientación preferente de filosilicatos (1) y anfíboles (2), deformada por un bandeo tectónico (1) o una esquistosidad de crenulación (2) secundarios que corresponden a la esquistosidad megascópica de segunda fase. En los materiales grauváquicos (3) únicamente es posible observar una sola esquistosidad que tiene las características de un «rough cleavage». En los microlitones pelíticos la S_2 aparece deformada por bandas oblicuas que corresponden a microzonas de cizalla y que se interpretan como debidas a la existencia de una componente rotacional durante la deformación. Barras de referencia: 0.2 mm. 1, 2 y 4, con nicoles paralelos; 2, con nicoles cruzados.

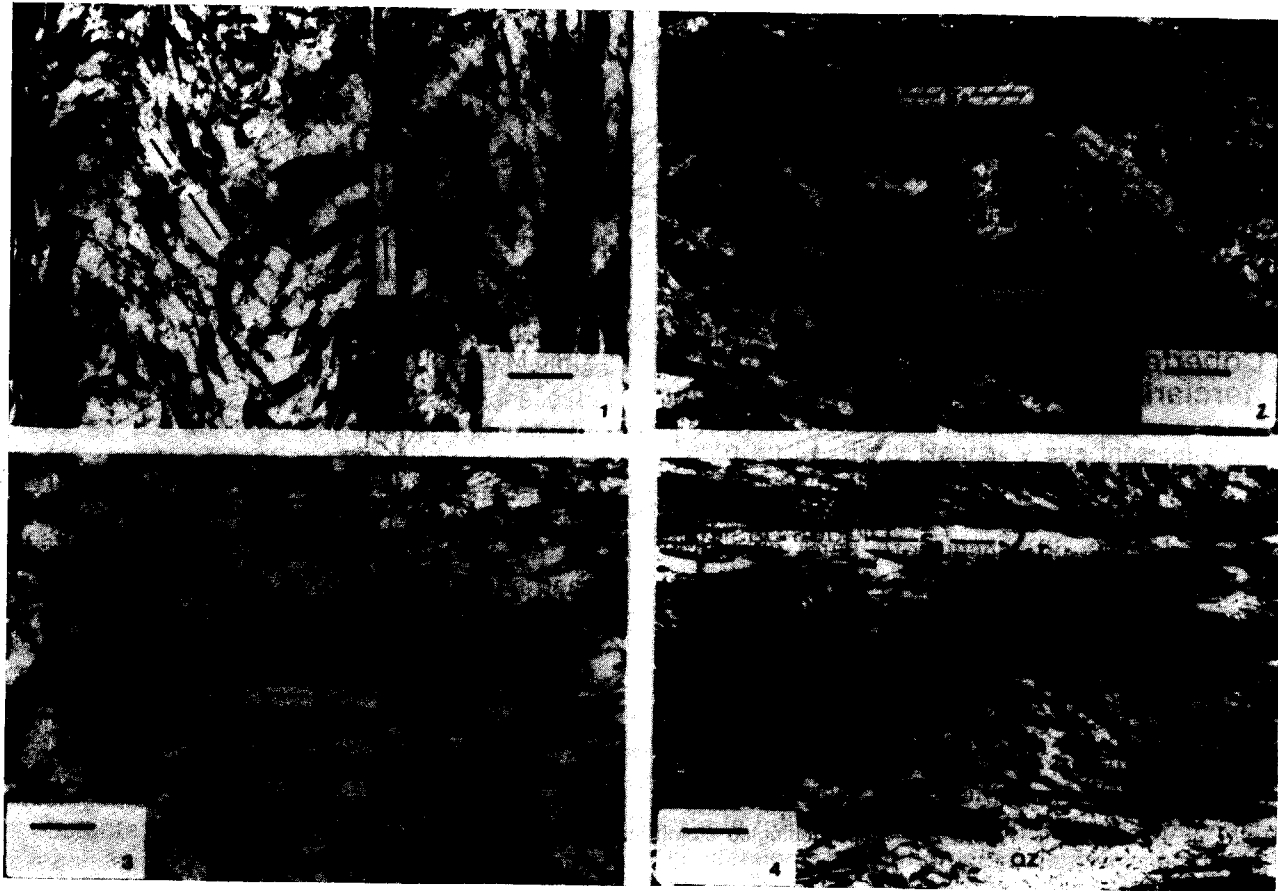
turas deformacionales presentes en las cuarcitas negras son más prominentes en las proximidades del núcleo del domo de Mina Afortunada y en los enclaves cuarcíticos existentes en su interior (lámina 8).

En la unidad de anfibolitas que bordea por el NE el núcleo gneísico de Mina Afortunada (fig. 23), tanto la esquistosidad presente en las anfibolitas de tamaño de grano medio a grueso, como la presente en las zonas de cizalla que las cortan, corresponden a una «schistosity». Las zonas de cizalla citadas llevan asociada una intensa

retromorfosis, carácter éste que no es tan manifiesto en los materiales vecinos de la «Serie Negra».

La «Serie Negra», considerada en su conjunto, se caracteriza porque la esquistosidad regional de segunda fase (S_2) es de dirección aproximadamente paralela a la dirección de los contactos entre las diferentes unidades litoestratigráficas (fig. 24). Por su parte, las lineaciones L_2 muestran una distribución relativamente homogénea, con variaciones menores de orientación e inclinaciones alternativas hacia el NNE y hacia el

LAMINA 7



Aspectos microestructurales de la esquistosidad en diversos materiales de la «Serie Negra». En 1 y 2 se puede observar la existencia de una esquistosidad S_1 definida por la orientación preferente de filosilicatos (1) y anfíboles (2), deformada por un bandeo tectónico (1) o una esquistosidad de crenulación (2) secundarios que corresponden a la esquistosidad megascópica de segunda fase. En los materiales grauváquicos (3) únicamente es posible observar una sola esquistosidad que tiene las características de un «rough cleavage». En los microlitones pelíticos la S_2 aparece deformada por bandas oblicuas que corresponden a microzonas de cizalla y que se interpretan como debidas a la existencia de una componente rotacional durante la deformación. Barras de referencia: 0.2 mm. 1, 2 y 4, con nicoles paralelos; 2, con nicoles cruzados.

turas deformacionales presentes en las cuarcitas negras son más prominentes en las proximidades del núcleo del domo de Mina Afortunada y en los enclaves cuarcíticos existentes en su interior (lámina 8).

En la unidad de anfibolitas que bordea por el NE el núcleo gneísico de Mina Afortunada (fig. 23), tanto la esquistosidad presente en las anfibolitas de tamaño de grano medio a grueso, como la presente en las zonas de cizalla que las cortan, corresponden a una «schistosity». Las zonas de cizalla citadas llevan asociada una intensa

retromorfosis, carácter éste que no es tan manifiesto en los materiales vecinos de la «Serie Negra».

La «Serie Negra», considerada en su conjunto, se caracteriza porque la esquistosidad regional de segunda fase (S_2) es de dirección aproximadamente paralela a la dirección de los contactos entre las diferentes unidades litoestratigráficas (fig. 24). Por su parte, las lineaciones L_2 muestran una distribución relativamente homogénea, con variaciones menores de orientación e inclinaciones alternativas hacia el NNE y hacia el

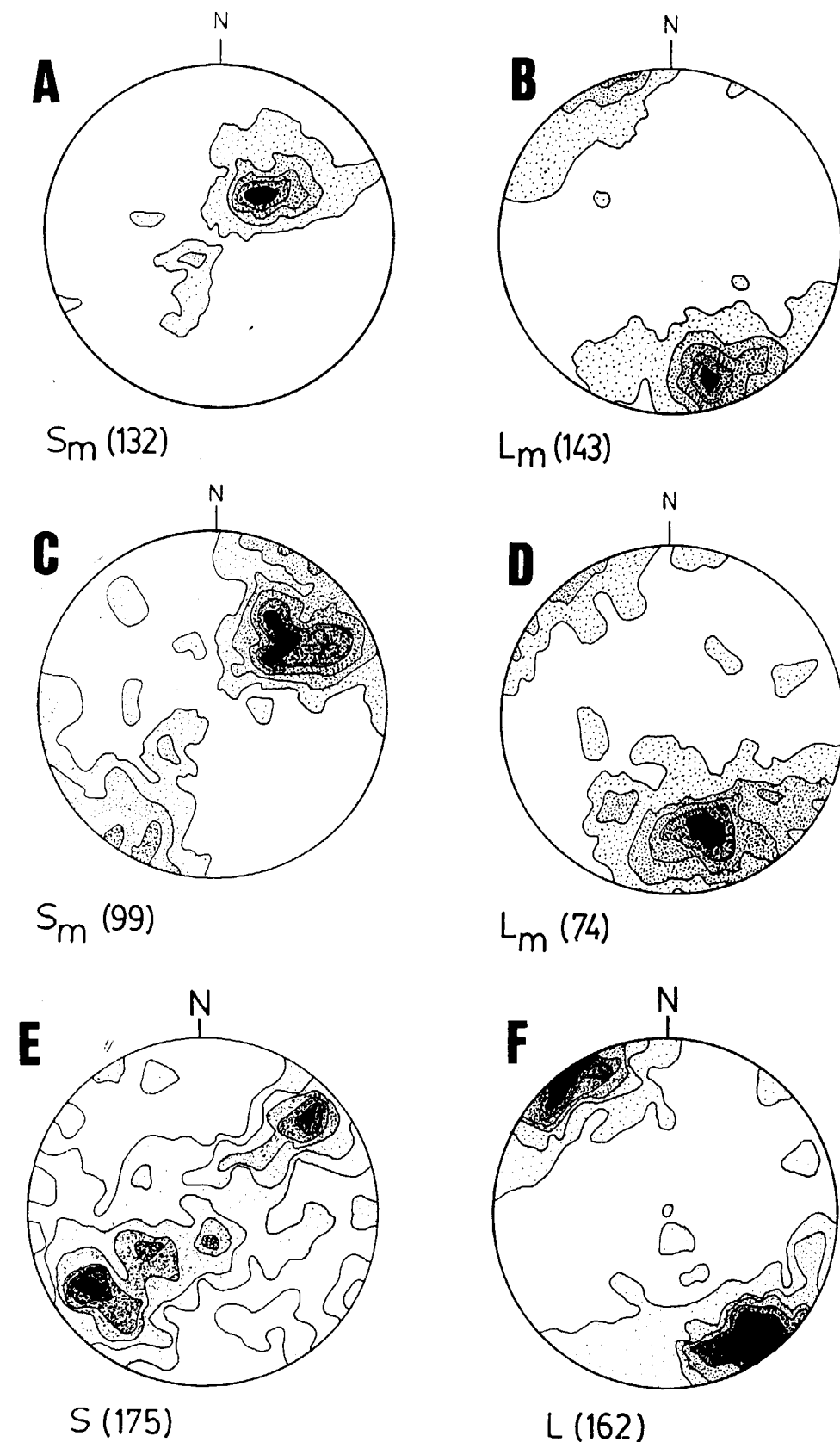
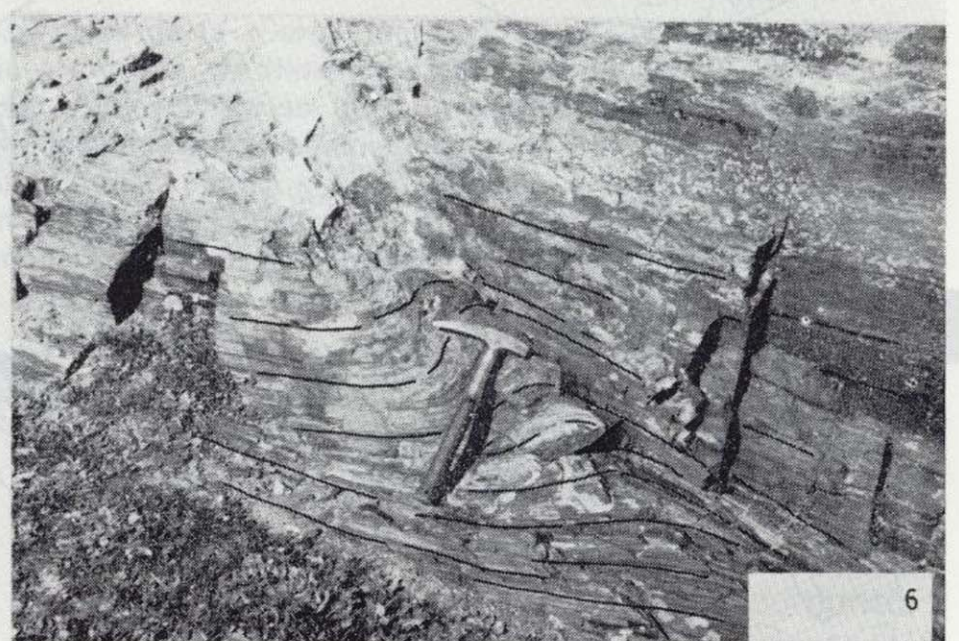
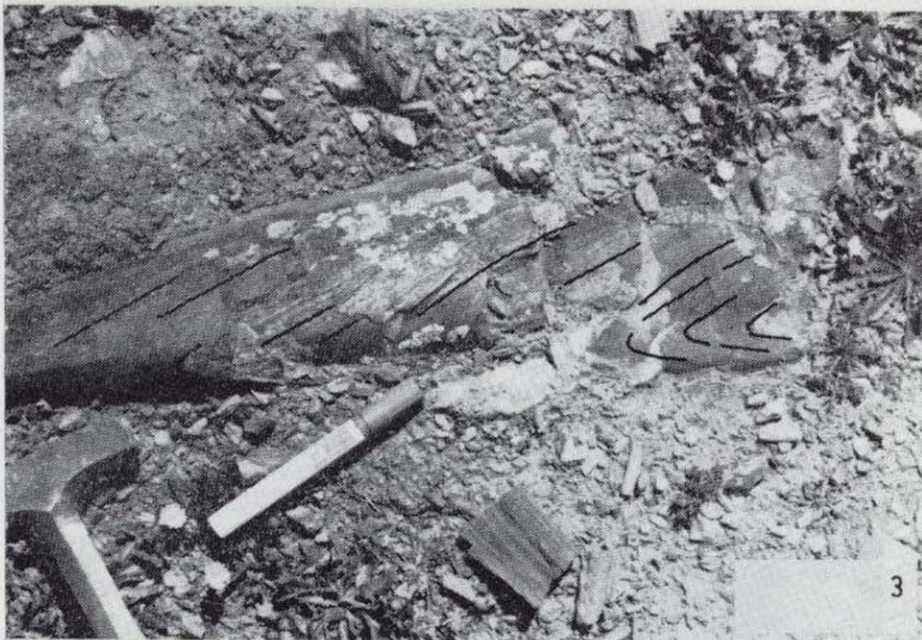
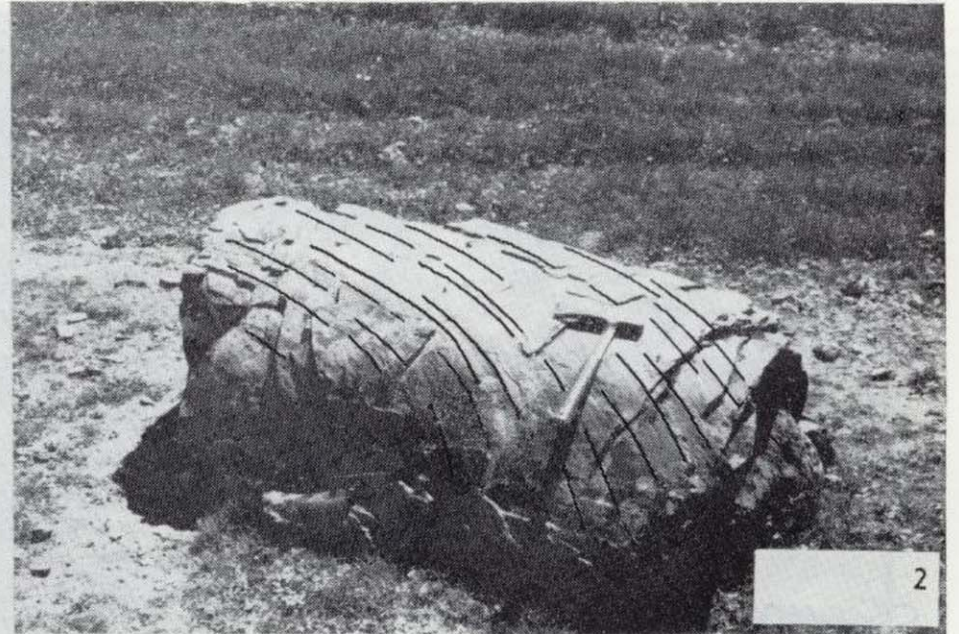
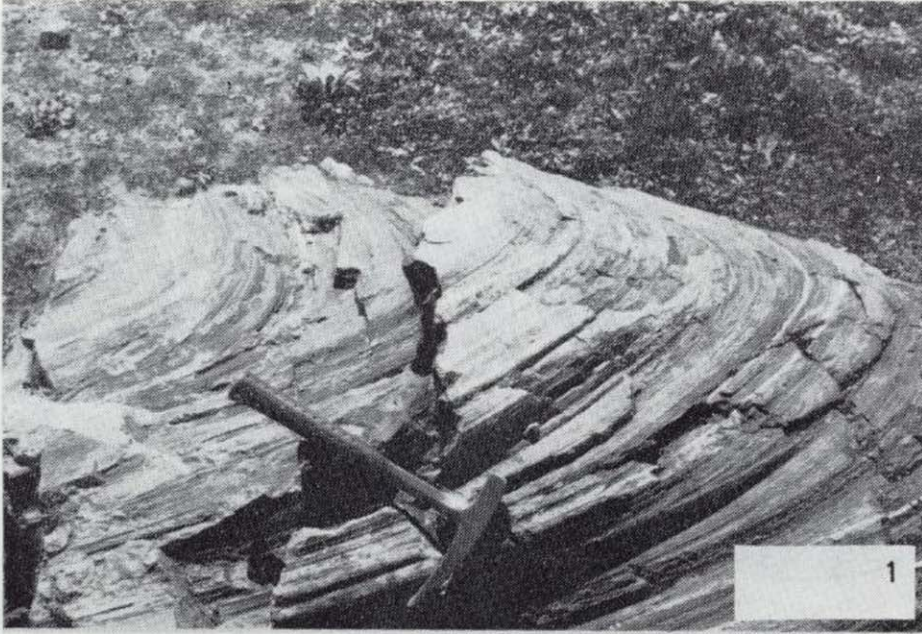


Figura 24.—A y B. Proyecciones de la esquistosidad milonítica (S_m) y de las lineaciones de estiramiento mineral asociadas (L_m), respectivamente, asociadas al evento D_2 en el domo gneísico de Mina Afortunada. Las cifras entre paréntesis indican el número de medidas representadas. Intervalos entre isólinas de 1.5 por 100 (S_m) y 1.4 por 100 (L_m). C, D, E y F. Proyecciones de la esquistosidad regional de segunda fase (S_m) y de las lineaciones de estiramiento asociadas (L_m), respectivamente, en los materiales metapelíticos que rodean al domo gneísico de Mina Afortunada (C y D), y en el conjunto de la «Serie Negra» (E y F). Las cifras entre paréntesis indican el número de medidas representadas. Intervalos entre isólinas del 1 por 100 (S_m en el diagrama C) y 1.3 por 100 (L_m en el diagrama D) y del 1 por 100 (S y L en los diagramas E y F, respectivamente). Proyecciones en el hemisferio inferior de la red equiareal.



SSO. Su dirección es, no obstante, ligeramente oblicua a la dirección de las estructuras cartográficas. Esta oblicuidad es manifiesta y relativamente constante cuando se consideran las lineaciones L₁, que presentan una dirección N-S

bastante uniforme, mientras que es más variable en cuanto a las lineaciones L₂, cuya orientación varía desde paralela (N 130 E) a francamente oblicua (N 180-200 E) respecto a la directriz regional. Se observa, asimismo, la presencia



Aspecto de campo de los diversos patrones de distribución de lineaciones L_1 deformadas por pliegues de diferentes tipos en las cuarcitas negras que afloran en el flanco N del domo gneísico de Mina Afortunada.

de pliegues post-esquistosos (pliegues post- D_2) suaves.

La comparación entre la distribución estadística de la esquistosidad y las lineaciones de segunda fase entre el ortogneiss que ocupa el núcleo del domo de Mina Afortunada y la «Serie Negra» suprayacente (fig. 24) permite observar que el núcleo del citado domo presenta máximos de polos de la esquistosidad y de lineaciones bastante bien definidos. Hacia los flancos, la distribución de orientaciones muestra una mayor variabilidad, aunque se mantiene el mismo patrón estructural. Estadísticamente, la esquistosidad de segunda fase es paralela en el domo de Mina Afortunada y en la «Serie Negra», siendo su bu-

zamiento medio de 40° hacia el S en el primero y de 70° en el segundo, mientras que las lineaciones L_2 presentan una dirección media N 160-170 E, buzando unos 20° , y N 140-160 E, con buzamientos más acusados de $30-40^\circ$, respectivamente (fig. 25).

Los efectos de los replegamientos postesquistosos (fig. 26), que provocan cierta dispersión en la distribución estadística de orientaciones, son particularmente visibles en el caso de los polos de la esquistosidad (figs. 25 y 27). La presencia de pliegues post- S_2 , de eje N 130-140 E resulta también evidente a escala de afloramiento, donde se puede observar que se trata de pliegues de plano axial subvertical o ligeramente vergente al SO, con ángulos entre flancos grandes, generalmente mayores de $90-120^\circ$, formados por un buckling de la esquistosidad, tal y como parece deducirse del lugar geométrico dibujado por las lineaciones asociadas a la S_2 (según círculos menores centrados en los ejes de los pliegues a que se hace referencia; figs. 25, 27, 28 y 29).

La deformación D_2 , responsable del desarrollo de la esquistosidad regional, afecta a un conjunto metapelítico-grauváquico con anfibolitas y cuarcitas negras estructurado durante el evento D_1 , en cuya base se encuentra un conjunto migmatítico-granodiorítico débilmente desenraizado. Esta disposición geométrica ha sido un criterio usado para correlacionar estos materiales con la secuencia metamórfica del bloque alóctono del cabalgamiento de Monesterio (EGUILUZ, 1988), en la que existe, a muro de la «Serie Negra», un núcleo migmatítico granodiorítico al que se pasa gradualmente a través de un tramo de migmatitas (ARRIOLA y EGUILUZ, 1983).

Todas estas relaciones geométricas de conjunto son, probablemente, el testimonio de la deformación de lineaciones primitivas que no tenían ninguna relación geométrica especial con las direcciones, cinemática y sentido de desplazamiento asociados a las estructuras de la deformación superpuesta. Asimismo, se pone en evidencia la intensidad de la segunda deformación, la cual reorienta e incluso transpone las estructuras previas hacia las nuevas directrices, impuestas sobre los ejes y planos axiales de los nuevos pliegues (ABALOS y EGUILUZ, 1989).

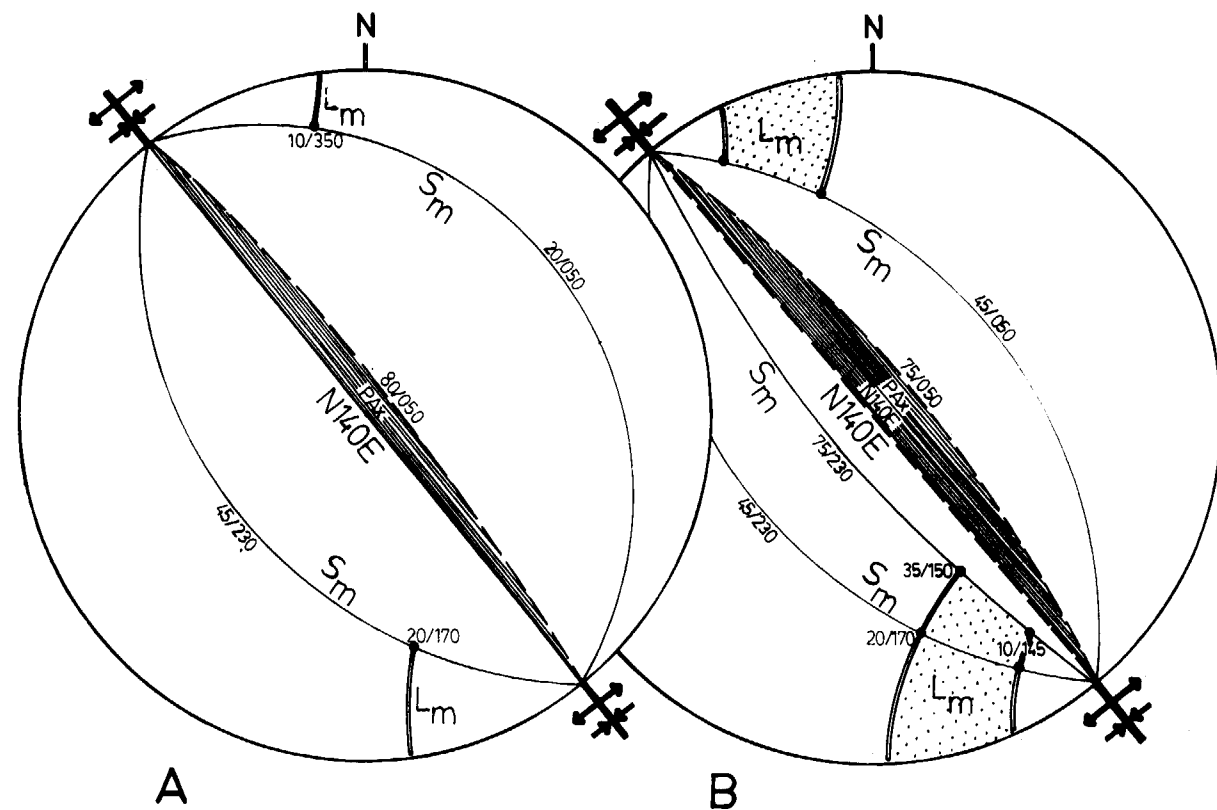


Figura 25.—Proyecciones sobre el hemisferio inferior de la red estereográfica de los valores medios estadísticos de la dirección y buzamiento de la foliación milonítica o el bandeado tectónico D₂ (círculos mayores etiquetados Sm) y de las lineaciones de estiramiento asociadas (puntos negros) en los gneises que ocupan el núcleo del domo de Mina Afortunada (A) y en su encajante metapelítico (B). Se observa la existencia de pliegues de eje N 140 E, con planos axial fuertemente inclinados al NE (vergentes al SO), que pliegan a las esquistosidades citadas y a las lineaciones contenidas en ellas, dispersándolas a lo largo de los lugares geométricos lineares (A) o areales (B), etiquetados Lm.

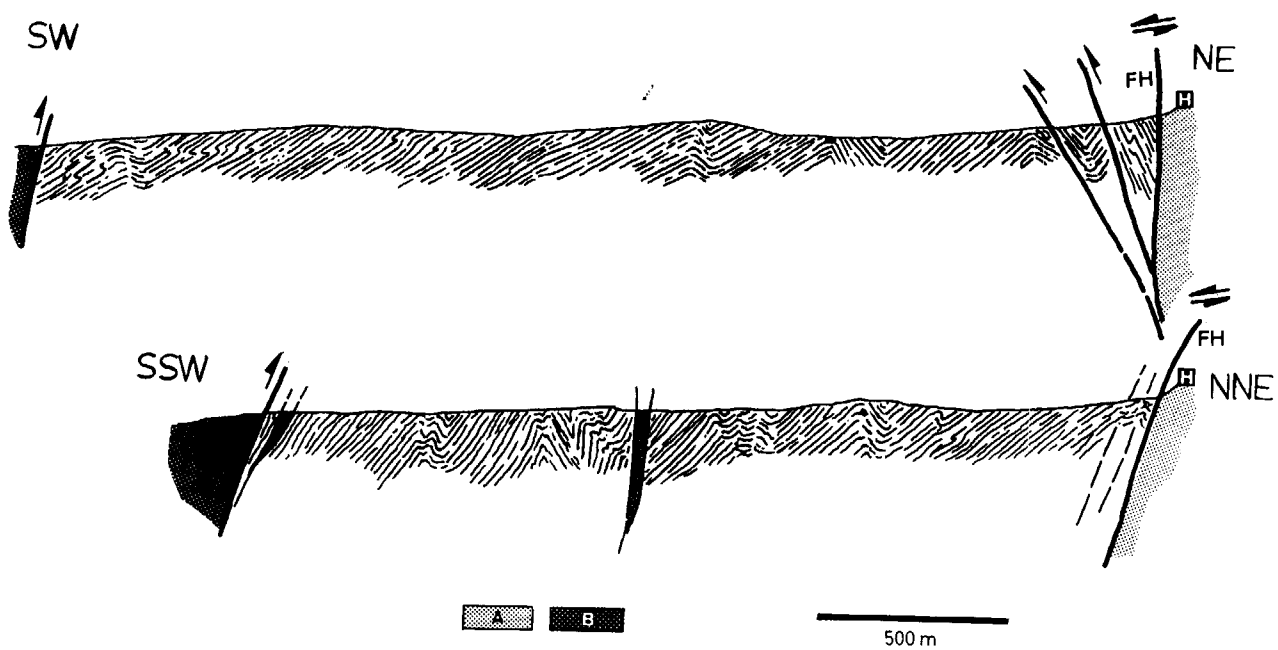


Figura 26.—Cortes estructurales en los que se observa la disposición de la esquistosidad S₁+S₂ de la «Serie Negra», entre la falla de Hornachos (FH), que la separa de los materiales del dominio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina (A), y los materiales de la cuenca carbonífera del Matachel y diques subvolcánicos relacionados (B). El corte superior corresponde a la carretera de Hornachos (H), a la Puebla del Prior; el inferior, a la carretera de Hornachos a Llera.

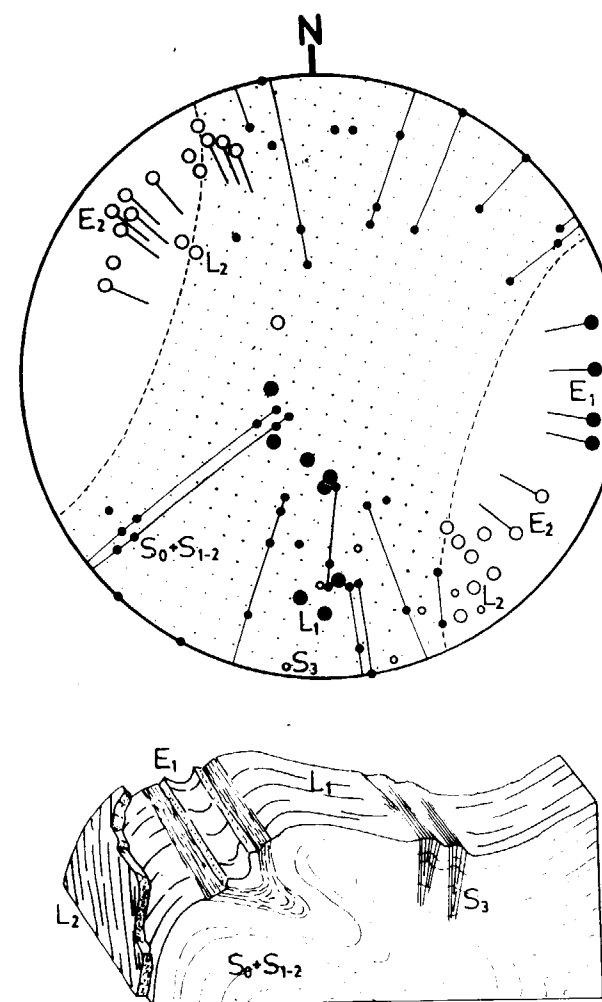


Figura 27.—Esquema estructural y proyección en el hemisferio inferior de la red estereográfica de los elementos estructurales correspondientes a un afloramiento de la Serie Negra situado en la carretera de Hornachos a la Puebla del Prior (km. 8). Se observan pliegues tumbados sinésquitosos vergentes al S y definidos por los planos S₀+S₁ (cuyos polos, unidos por líneas de trazo continuo, son los puntos negros de pequeño tamaño de la figura superior), sobre los cuales aparecen lineaciones de estiramiento plegadas (L₁, puntos negros gruesos) y lineaciones de crenulación (L₂, círculos vacíos gruesos) y microplegamiento paralelas a sus ejes (E₁ y E₂, respectivamente), y a una esquistosidad espaciada subvertical (S₃) de tercera fase.

En el área en la que se ubican las estructuras analizadas resulta evidente la superposición de un proceso de plegamiento heterogéneo sobre un conjunto cuarcítico deformado con anteriori-

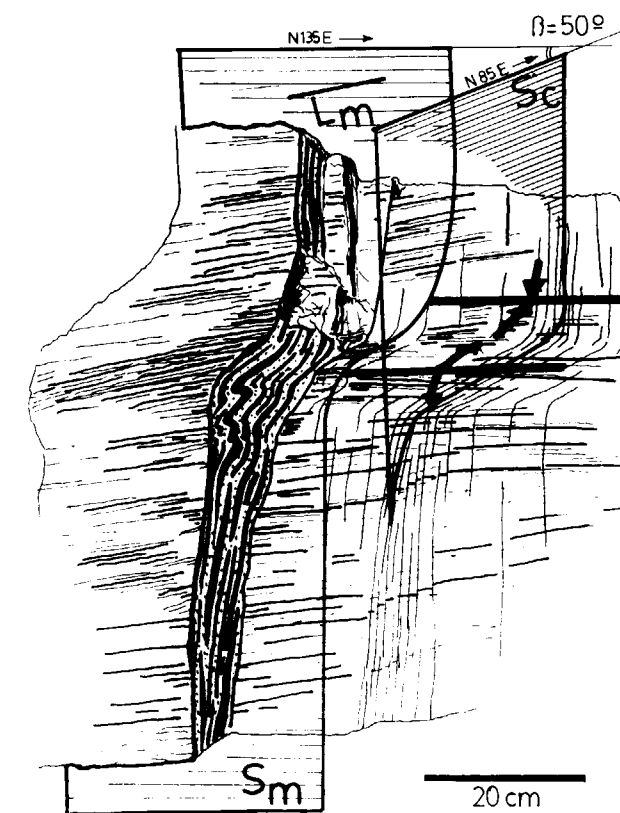


Figura 28.—Esquema estructural de un afloramiento de la «Serie Negra» en el cauce del río Matachel, en el que se observa cómo el bandeado tectónico de segunda fase (Sm) aparece deformado por pliegues de eje paralelo a la lineación mineral y de estiramiento (Lm). Una serie de crenulaciones (Sc) corta oblicuamente tanto a la foliación como a los ejes de los pliegues citados.

dad. Los mecanismos de plegamiento son variables, existiendo áreas pequeñas donde predomina un tipo particular de plegamiento que es distinto del que operó en el área adyacente. Así, alternan áreas en las que el «flexural slip» seguido de aplastamiento fue dominante con áreas en las que es fundamental la actuación de procesos de cizalla simple heterogénea paralela o no a las capas. En las áreas de este segundo tipo la deformación fue probablemente más intensa y se registraron diversos estadios de la deformación progresiva parcial o totalmente obliterados por procesos posteriores.

Este carácter heterogéneo de la deformación superpuesta es congruente con la evolución de una

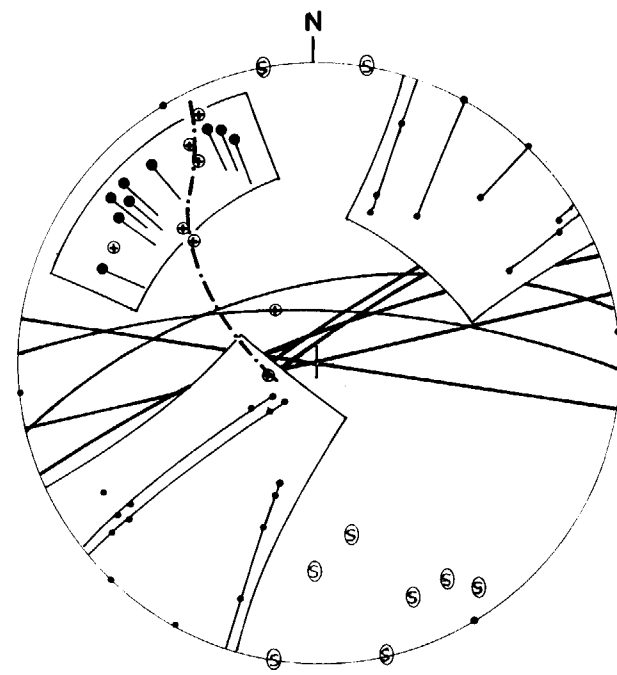


Figura 29.—Proyecciones sobre el hemisferio inferior de la red estereográfica de los elementos estructurales correspondientes al afloramiento en el que se encuentran las estructuras representadas en la figura 27. Los polos de los planos de esquistosidad, S_2 (puntos pequeños), aparecen plegados y unidos por las líneas continuas de trazo fino. Los puntos negros más gruesos representan las proyecciones de los ejes de los pliegues citados. Las «S» encerradas en elipses representan los polos de los planos de crenulación oblicuos, los cuales vienen también representados por los círculos mayores de trazo grueso. Finalmente, las «x» encerradas en círculos y unidas por una línea de trazo grueso y discontinuo representan lineaciones de estiramiento deformadas.

zona de cizalla dúctil en la cual el estiramiento máximo y la dirección de movimiento ocurrieron según la dirección NE-SO, con vergencia al SO.

La orientación inicial de las superficies y lineaciones que se pliegan se puede determinar de manera aproximada a partir de la morfología de los lugares geométricos y patrones según los cuales se distribuyen las lineaciones deformadas. En base a estos criterios, la hipótesis más probable es la de que las superficies originales estaban inclinadas hacia el SE y contenían linea-

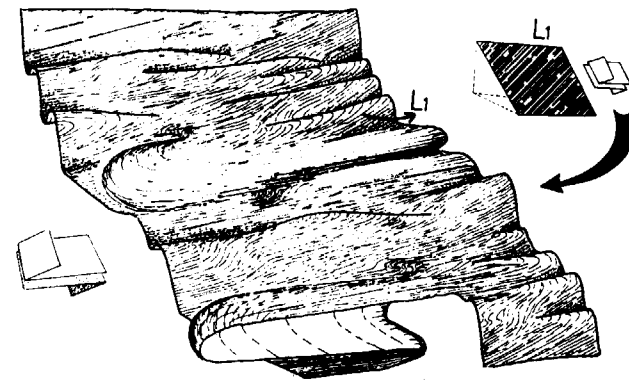


Figura 30.—Reconstrucción simplificada de la orientación y geometría de las estructuras originales respecto a las directrices de la deformación superpuesta (arriba, a la derecha) y del esquema final de plegamiento heterogéneo en régimen de cizalla simple.

ciones de dirección aproximada N-S. Estas estructuras primitivas se generaron durante un proceso de cizalla dúctil intensa al que se asocia una cinemática dirigida hacia el S (como se ha podido poner en evidencia en otras áreas tales como la base de la «Serie Negra» o la Formación Atalaya). Debido al carácter heterogéneo de la deformación superpuesta, un episodio que actuase de forma progresiva en condiciones semidúctiles o dúctiles sería capaz de reorientar e incluso transponer tectónicamente las estructuras resultantes de un episodio deformativo anterior, dando lugar a un esquema estructural complicado como el que se presenta en la figura 30 (ABALOS y EGUILUZ, 1989).

6. CONCLUSIONES. RASGOS GENERALES DE LA EVOLUCION ESTRUCTURAL

La estructura general del corredor blastomilonítico de Badajoz-Córdoba es el resultado de una evolución tectónica de carácter poliorogénico. Se pueden reconocer, en base a los datos estructurales presentados, varias fases de deformación principales que se suceden entre el Proterozoico terminal y el Paleozoico Superior. La primera de ellas, relacionada con la Orogenia Cadomiense,

tiene lugar durante el Precámbrico terminal (entre 620 y 550 M.a.; QUESADA, 1990a y b). Este primer evento es seguido por un episodio complejo de deformación transcurrente durante el Paleozoico Superior (fases de deformación regional D_2 y D_3). El primer evento hercínico (fase D_2) tiene lugar bajo un régimen de la deformación dúctil y frágil-dúctil durante el período comprendido entre 370 y 330 M. a., y da lugar al desarrollo generalizado de una foliación milo-

nítica penetrativa (S_2 regional), a la que se asocia una lineación de estiramiento subhorizontal (L_2) en el seno de zona de cizalla dúctil. Esta deformación hercínica afecta en diversa medida a todas las rocas del corredor blastomilonítico y evoluciona durante el Carbonífero a una deformación transpresiva (D_3 regional), que da lugar a un replegamiento general de las foliaciones previas (fig. 31) y al desarrollo local de una esquistosidad de tercera fase regional (S_3), que es la

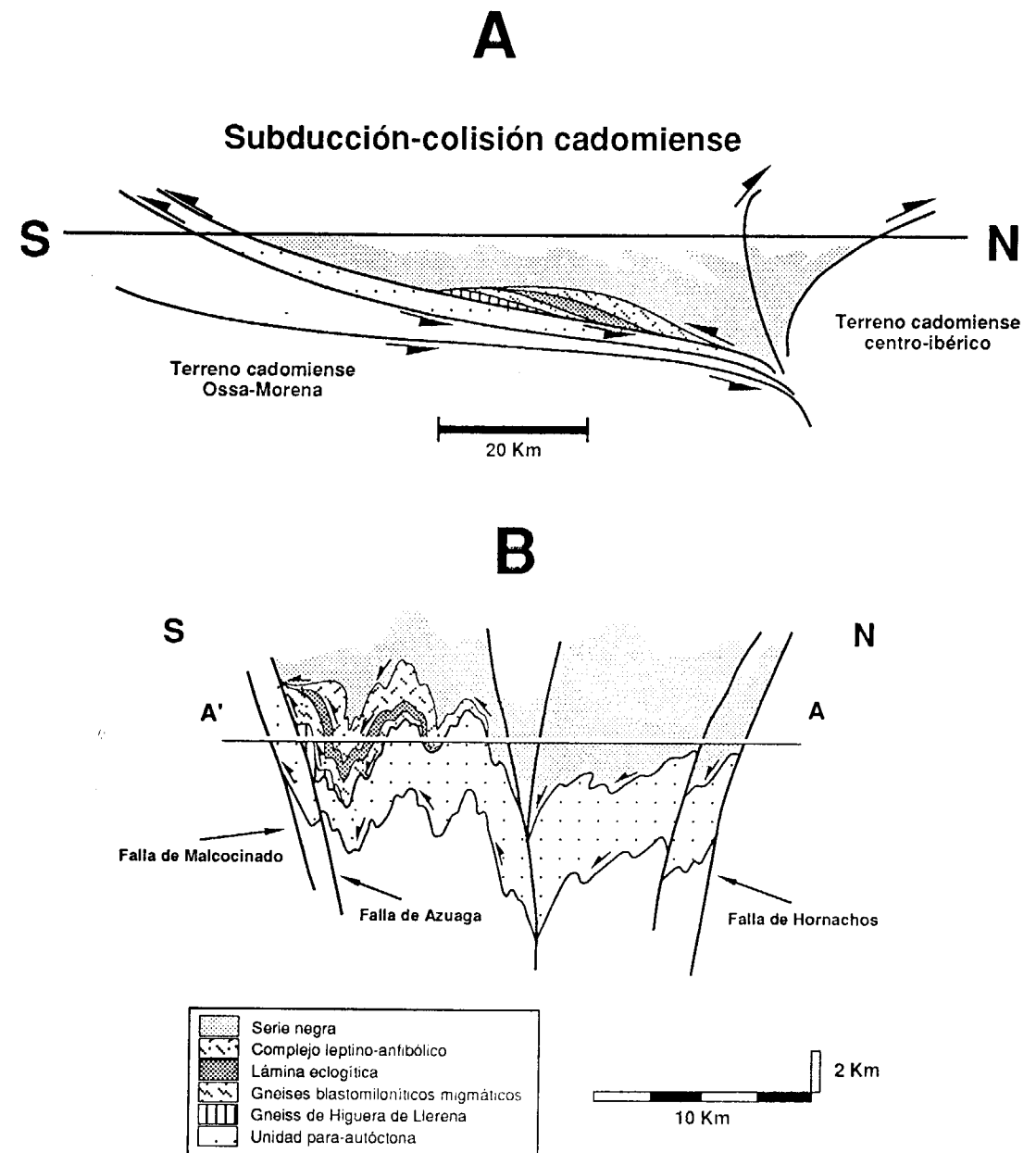


Figura 31.—A: Reconstrucción de la geometría probable de la estructura interna del complejo gneísico cadomiense del corredor blastomilonítico y de la disposición del cabalgamiento basal de la «unidad alóctona» sobre la «unidad para-autóctona» durante el Proterozoico Superior. B: Corte geológico en el que se muestra la geometría probable de la estructura resultante de la deformación transpresiva del complejo gneísico mostrado en A durante el Paleozoico Superior.

única estructura visible en los materiales carboníferos. Las estructuras D₃ están asociadas al funcionamiento en dirección de grandes fallas transcurrentes y se desarrollan bajo un régimen de la deformación esencialmente frágil.

Las estructuras D₁, reconocidas en la «unidad alóctona» (conservadas en las dos láminas tectónicas superiores) y en la «unidad para-autóctona» (en las áreas más próximas a la superficie del cabalgamiento basal de la unidad alóctona), presentan un sentido de cizalla bastante constante dirigido hacia el S (sentido N 170-190 E) y permiten reconstruir la geometría de una cuña orogénica cadomiense de subducción-colisión que contiene zonas de movimiento tectónico que debieron absorber desplazamientos de varios centenares de kilómetros (fig. 31; ABALOS et al., 1991). Durante la evolución tectónica hercínica s. str., el corredor blastomilonítico acomodó desplazamientos transcurrentes sinistros que alcanzaron entre 200-300 kilómetros (ABALOS y EGUILUZ, 1990).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado en el marco de los proyectos de la Universidad del País Vasco 131.310-0167/89 y 121.310-E097/90. Los comentarios al manuscrito original de Cecilio Quesada (División de Geología del ITGE), a quien agradecemos su colaboración, han servido de gran ayuda para expresar con mayor claridad algunas de las ideas que se exponen.

REFERENCIAS

ABALOS, B. (1989): *Structural Geology of the Ribera del Fresno Window (Badajoz-Córdoba Shear Zone)*. Rev. Soc. Geol. España, 2, 103-112.

ABALOS, B. (1990): *Cinámica y Mecanismos de la deformación en régimen de transpresión. Evolución estructural y metamórfica de la Zona de Cizalla Dúctil de Badajoz-Córdoba*. Tesis Doctoral. Univ. País Vasco, 430 pp.

ABALOS, B., y EGUILUZ, L. (1989): *Structural analysis of deformed early lineations in black quartzites from the central Badajoz-Córdoba Shear Zone (Iberian Variscan Fold Belt)*. Rev. Soc. Geol. España, 2, 95-102.

ABALOS, B., y EGUILUZ, L. (1990): *Aplicación del estudio petroestructural del cuarzo al establecimiento de las re-*

laciones esfuerzo-deformación en tectonitas y sus implicaciones en la dinámica de las zonas de cizalla. Ejemplo del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico, SO España). Rev. Soc. Geol. España, 3, 181-197.

ABALOS, B.; EGUILUZ, L., y GIL IBARGUCHI, J. I. (1990): *Tectonothermal evolution of a pan-African orogenic wedge complex: the eclogite-bearing Badajoz-Córdoba Shear Belt (SW Spain)*. Abstract. IGCP project 233: Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic orogens. Göttingen (F. R. Germany), 1-4.

ABALOS, B.; GIL IBARGUCHI, J. I., y EGUILUZ, L. (1991): *Cadomian subduction/collision and Variscan transpression in the Badajoz-Córdoba shear belt (SW Spain)*. Tectonophysics, 198 (en prensa).

APALATEGUI, O., e HIGUERAS, P. (1983): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1:50.000, núm. 855 (Usagre), del Mapa Geológico Nacional (MAGNA)*. Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Madrid.

ARRIOLA, A., y EGUILUZ, L. (1983): *Migmatitas de Lora del Río (Sevilla): Estructurología y deformación*. Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, 69: 259-263.

BASTIDA, F.; MARQUINEZ, J.; PEREZ-ESTAUN, A., y PULGAR, J. A. (1984): *II Seminario de esquistosidades, tipos y mecanismos de formación*. Ciclo de Seminarios de Geología Estructural, Lurca, Div. Geol. IGME, 96 pp.

BELL, T. H. (1985): *Deformation partitioning and porphyroblast rotation in metamorphic rocks: a radical reinterpretation*. Jour. Met. Geol., 3: 109-118.

BELL, T. H., y RUBENACH, M. J. (1980): *Crenulation cleavage development - evidence for progressive bulk inhomogeneous shortening from millipede microstructures in the Robertson River Metamorphics*. Tectonophysics, 68: T9-T15.

BLATRIX, P., y BURG, J. P. (1981): *³⁹Ar/⁴⁰Ar Dates from Sierra Morena (Southern Spain). Variscan metamorphism and Cadomian orogeny*. N. Jb. Miner. Mh., 10, 470-478.

BURG, J. P.; IGLESIAS, M.; LAURENT, Ph.; MATTE, Ph., y RIBEIRO, A. (1981): *Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Córdoba Shear Zone (SW Iberian Peninsula)*. Tectonophysics, 78: 15-42.

CHACON, J. (1974): *Metamorfismo dinámico en la banda Badajoz-Córdoba: Los gneises milonitas de Higuera de Llerena (prov. de Badajoz)*. Bol. Geol. Min., 84, 700-712.

CHACON, J. (1979): *Estudio geológico del sector central del anticlinorio Portalegre-Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico Meridional)*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 728 páginas.

CHACON, J., y VELASCO, F. (1981): *Rocas ultrabásicas metamorizadas en el Grupo de Azuaga (Anticlinorio Badajoz-Córdoba)*. Cuadernos de Geología Ibérica, 7, 151-159.

CHACON, J.; OLIVEIRA, V.; RIBEIRO, A., y OLIVEIRA, J. T. (1983): *La estructura de la Zona de Ossa-Morena*. Libro

Jubilar J. M. Ríos «Geología de España». Publ. IGME: 490-504.

DALLMEYER, R. D., y QUESADA, C. (1989): *Geochronological constraints to the structural evolution of the Badajoz-Córdoba Shear Belt (Southeast Iberia)*. Terra Abstract, 1, 366.

DELGADO QUESADA, M. (1971): *Esquema geológico de la Hoja núm. 878 de Azuaga (Badajoz)*. Bol. Geol. Min., 82, 277-286.

EGUILUZ, L. (1988): *Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el Anticlinorio Burguillos - Monesterio, Macizo Ibérico Meridional*. Tesis Doctoral. Univ. del País Vasco, 694 pp.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. A. (1974): *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E. 1:1.000.000 y memoria explicativa*. Publ. IGME, 113 pp.

QUESADA, C. (1990a): *Precambrian successions in SW Iberia: their relationship to cadomian orogenic events*. In: R. S. D'Lemos, R. A. Strachan and C. G. Topley (Eds.): *The Cadomian Orogeny*. Geol. Soc. Spec. Publ., 51: 553-562.

QUESADA, C. (1990b): *Precambrian terranes in the Iberian Variscan Foldbelt*. In: Strachan, R. A., and Taylor, G. K. (Eds.): *Avalonian and Cadomian Geology of the North Atlantic*. Blackie, New York: 109-113.

QUESADA, C., y DALLMEYER, R. D. (1990): *⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral ages of Late Precambrian tectonothermal events in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia)*. Geol. Soc. Am. Annual Meeting, Dallas. Abstract, núm. 3868, A98.

RAMSAY, J. G. (1967): *Folding and Fracturing of Rocks*. Mac Graw-Hill, New York.

SCHÄFER, H. J. (1990): *Geochronological investigations in the Ossa-Morena Zone. SW Spain*. Ph. D. Thesis. Swiss Federal Institute of Technology. Diss. ETH núm. 9246, 153 pp.

Original recibido: Julio de 1991.

Original aceptado: Septiembre de 1991.

Estratigrafía y estructura de la Zona Axial pirenaica en la transversal del Valle de Arán y de la Alta Ribagorça (Parte II).

Por J. GARCIA-SANSEGUNDO (*)

RESUMEN

Esta publicación corresponde a la segunda parte del estudio geológico realizado en esta transversal de la Zona Axial pirenaica, donde se incluyen datos relativos a la estructura del Domo del Garona y del Sinclinorio del Valle de Arán. En este sector de la Zona Axial pirenaica, que constituye todo el área estudiada, se han distinguido tres dominios estructurales diferentes. El primero es el más septentrional y corresponde al Domo del Garona, que se caracteriza por presentar estructuras hercínicas acostadas principalmente. El segundo es el Dominio del Valle de Arán, se sitúa al sur del anterior y corresponde casi en su totalidad al sinclinorio del mismo nombre, siendo su principal característica el presentar estructuras hercínicas subverticales. Por último, en el Dominio de la Alta Ribagorça, que es el más meridional, las estructuras hercínicas son comparables a las del Dominio del Valle de Arán, pero a diferencia de él, en este último dominio, existe un importante desarrollo de estructuras alpinas.

En el Domo del Garona las estructuras hercínicas principales son pliegues acostados, vergentes al norte, a los que se asocia la foliación principal de este dominio (S_2). En relación con estas estructuras principales o algo después de su formación, tiene lugar el clímax metamórfico. Con anterioridad a las estructuras principales, se observa la existencia de un clivaje primario (S_1), que, por su relación con la estratificación cuando es conocida la polaridad de la serie, se puede decir que se asocia a estructuras vergentes al sur. Los pliegues de esta primera generación nunca han sido observados en el área estudiada. Posteriormente al desarrollo de las estructuras principales, que, como se puede observar, son de segunda generación, en el Domo del Garona tiene lugar la aparición de dos sistemas de pliegues derechos con direcciones oblicuas. El primero en formarse tiene dirección NO-SE y el segundo E-O. Ambos sistemas de pliegues derechos son los responsables de la actual configuración del Domo del Garona. Además de estos dos sistemas de pliegues derechos, se observa la existencia de cabalgamientos, de escaso desplazamiento, vergentes al sur, que deforman a las estructuras de la generación principal y, a su vez, están deformados por los pliegues derechos de dirección E-O. Por último, en el Domo del Garona se observan fallas subverticales de dirección ONO-ESE. La historia de estas fallas es bastante larga, ya que en algunas zonas se ven deformadas por el sistema de pliegues de dirección E-O y, sin embargo, en otros sectores a lo largo de su trazado, se observa que cortan a todas las estructuras del Domo del Garona. Parece, por tanto, que son fallas hercínicas que han rejugado posteriormente, incluso durante la deformación alpina.

En el Dominio del Valle de Arán las estructuras principales son pliegues derechos o ligeramente vergentes al sur a los que se asocia el clivaje principal en este dominio (S_2). Con anterioridad al desarrollo de estas estructuras, se observa la existencia de pliegues vergentes al norte, a los que se asocia un clivaje primario y que, por correlación con el Domo del Garona, se ha denominado S_2 . En este dominio, y a diferencia del Domo del Garona, los pliegues vergentes al norte son las primeras estructuras observables. Aparte de estos dos sistemas de pliegues, en el flanco sur del Sinclinorio del Valle de Arán han sido observadas superposiciones estratigráficas y faunísticas anómalas, que han sido interpretadas como debidas a cabalgamientos. Estos cabalgamientos podrían estar deformados por los pliegues de la generación principal del Dominio del Valle de Arán.

Como se puede observar, entre estos dos dominios existen importantes diferencias. En lo referente a las primeras estructuras, que, por lo general, son acostadas, tienen mucho mayor desarrollo en el Domo del Garona. Por el contrario, las estructuras subverticales, posteriores, están mejor desarrolladas en el Dominio del Valle de Arán. La relación entre estos dos dominios se localiza en los materiales silúricos, donde se sitúa el límite entre ellos. En este nivel estratigráfico se puede observar un nivel de despegue generalizado en todo el sector, en el que se reconocen cabalgamientos, convergentes hacia la base y normalmente de vergencia sur. Estos cabalgamientos hacia arriba pasan a pliegues, algunos de los cuales corresponden a las estructuras principales del Dominio del Valle de Arán. Estos cabalgamientos son posteriores a las estructuras dominantes del Domo del Garona, ya que se observa cómo deforman a la foliación principal (S_2) de este dominio.

Palabras clave: Pirineos, Zona Axial, Hercínico, Alpino, Pliegue, Despegue, Clivaje, Esquistosidad.

(*) División de Geología (ITGE). c/ Mayor, 20. 22700 Jaca (Huesca). España.

ABSTRACT

This publication is the second part of the geological study of the Axial Zone of the Pyrenees. This part is about the structural study of the Garona Dome and Aran Valley domains, which are the northern and central of the study area. The Alta Ribagorça Domain is located in the southern part of this traverse of the Axial Zone, and will be treated in detail in the third part.

The main hercynian structures of the Garona Dome Domain are recumbent folds. On the other hand, in the Aran Valley Domain, the main hercynian structures are upright folds. In the Alta Ribagorça Domain, the main hercynian structures are equivalent to those of the Aran Valley Domain, but alpine structures are well developed.

Recumbent north-verging folds are the main structures in the Garona Dome (D2). The main foliation (S_2) in this domain is associated with the north-verging folds. These structures are simultaneous or somewhat younger than the climax of the metamorphism. Previous to the main crenulation cleavage (S_2), there is a first cleavage (S_1), which is associated with south-verging structures (D1). These first folds have not been found in the Garona Dome. The D2 structures are deformed by two systems of gentle upright open folds with oblique trends with respect to each other. The E-W — trending fold system is the youngest system. The interference of both late systems has given rise to the present broad antiformal structure of the Garona Dome. South-directed thrusts are also found in the Garona Dome. These thrusts are deformed by the E-W — trending system of folds, and deform the D2 structures. Several NW-SE trending normal faults are found. These faults are also deformed by E-W — trending system.

In the Aran Valley Domain, the main structures are upright or south-verging folds. To these structures is associated the main foliation (S_2) of this domain. Occasionally, previous to these main structures, north-verging folds are found. The first cleavage in this area is associated to these folds, and is named S_2 by correlation with the other domains. In the southern limb of the Aran Valley Synclinorium, anomalous faunal distributions have been found and are interpreted as caused by thrusting, previous to the D3 structures of this domain.

The structural differences between the Garona Dome and Aran Valley domains can be explained by the presence of a decollement thrust located at the base of the silurian ampelites. This thrust forms the floor of a system of imbricates that are compensated upwards in the D3 main folds of the Aran Valley Domain.

Key words: Pyrenees, Axial Zone, Hercynian, Alpine, Fold, Decollement, Cleavage, Schistosity.

Este trabajo corresponde a la segunda parte de la memoria de la Tesis Doctoral elaborado por quien suscribe. En la primera parte se realizó una descripción de la estratigrafía de la zona estudiada. Esta segunda parte se inicia con la descripción de la estructura de esta región, que, como ya ha sido indicado en la Parte I, se realizará separadamente para los tres dominios estructurales que se han diferenciado.

En esta segunda parte de la memoria de la Tesis Doctoral, antes de comenzar la descripción de los dominios, se realizará un análisis de los trabajos existentes en la zona, previos a la elaboración de este estudio, con el fin de dar una idea de cuál era el nivel de conocimiento de la estructura y poder y, de esta forma, poner de manifiesto las principales aportaciones de este trabajo. Posteriormente, se describirán las estructuras de los dominios del «Domo del Garona» y del «Valle de Arán». Asimismo, se intentará establecer una correlación entre ambos, intentando obtener una secuencia de deformación.

El tercer dominio, que es el más meridional, por motivos de espacio en la revista, será descrito

en la tercera parte de este trabajo. Posteriormente, en la cuarta parte, se intentará relacionar todas las estructuras del área estudiada y se llevará a cabo una comparación con las estructuras de otros sectores de la Zona Axial pirenaica.

3. TECTONICA

La región estudiada pertenece a la denominada Zona Axial pirenaica, la cual, a su vez, constituye una porción aislada de la Cadena Hercínica. Desde esta perspectiva, se pueden enumerar algunos aspectos que limitan el estudio tectónico de la Zona Axial pirenaica y, por tanto, del área estudiada:

1. En general, existe una importante falta de conocimiento regional sobre la estructura de la Zona Axial pirenaica, por los motivos ya mencionados en la introducción, como son la inexistencia de una estratigrafía precisa y la complejidad que supone la superposición de estructuras hercínicas y alpinas. Este desconocimiento también es debido a la

relación especialmente compleja entre el metamorfismo y magmatismo con la estructura, desarrollándose diferentes niveles estructurales.

2. Por otro lado, la Zona Axial pirenaica constituye una porción de la Cadena Hercínica aislada completamente de ella, y resulta difícil establecer correlaciones con otras zonas.

Estos problemas son generales en toda la Zona Axial pirenaica. Centrándose en la zona que es objeto de este trabajo, y basándose en los estudios realizados por diversos autores, los problemas fundamentales de la estructura se resumen en dos:

- Referente a la tectónica hercínica, existe un problema de correlación entre la estructura de áreas que presentan metamorfismo de alto grado y pliegues acostados, a los que va asociada la foliación allí dominante, con otras en las que el grado metamórfico es mucho menor, y cuya estructura se caracteriza por la existencia de pliegues derechos, a los que se asocia la foliación principal allí.
- El otro problema es el relativo a la estructura alpina, que afecta a los materiales prehercínicos. La deformación alpina comporta un apilamiento antiformal de láminas cabalgantes en el que están involucrados los materiales prehercínicos, previamente deformados durante la Orogenia Hercínica. Este apilamiento pone en contacto unidades con una estructura diferente entre unas láminas y otras, lo que ocasiona problemas de correlación.

La existencia de estos problemas queda puesta de manifiesto tras el análisis de los mapas y cortes geológicos realizados hasta la fecha actual por diferentes autores, y ha sido objeto de diversas interpretaciones (ZWART, 1963 y 1979; MATTE, 1969; SOULA et al., 1986a; etc.). Por ello, se hará un detenido análisis de la información geológica existente hasta la fecha.

3.1. INFORMACION GEOLOGICA EXISTENTE: MAPAS Y CORTES GEOLOGICOS

Entre la información geológica preexistente, y dejando aparte los datos estratigráficos, que ya

han sido tratados en el capítulo correspondiente, existen numerosos mapas y cortes geológicos del área estudiada. Algunos tienen un valor histórico y ya fueron citados en la introducción (CARALP, 1888; DALLONI, 1930; BERTRAND, 1910; RAGUIN, 1951). A partir de los años 50, los geólogos de la Escuela holandesa comenzaron a trabajar en la zona estudiada, elaborando un mapa geológico sintético de escala 1:250.000, que marca los rasgos principales de la estructura de buena parte del área estudiada (DE SITTER, 1954a y b). Este mismo autor (DE SITTER, 1953) elaboró un corte general, y en él se muestran varias de las estructuras mayores de la zona estudiada (denominadas en este trabajo Domo del Garona, Sinclinorio del Valle de Arán, Anticlinal Central y Sinclinorio de Plan d'Estan). En el corte, también se puede observar cómo los granitos tardihercínicos cortan a las estructuras hercínicas principales, así como a numerosos pliegues de plano axial subvertical presentes en las rocas devónicas. En las rocas presilúricas los pliegues aparecen menos apretados, lo que perfila la existencia de dos dominios estructurales.

En esta misma época, DESTOMBES y VAYSSE (1974) elaboraron otro corte geológico que atraviesa la Zona Axial desde su límite septentrional hasta el Macizo de Lys-Caillaouas, al oeste del área estudiada. En él se muestra a los materiales devónicos separados de los presilúricos por una falla horizontal, que va a la altura de las ampelitas silúricas y corta numerosos pliegues de plano axial subvertical, dejando aisladas varias charnelas por encima y por debajo.

A partir de los años 60 comenzaron a trabajar, de manera sistemática, los geólogos de la Escuela holandesa de Leiden, elaborando mapas geológicos a escala 1:50.000 en todo el sector central de la Zona Axial pirenaica. De entre estos autores cabe citar a KLEINSMIEDE (1960), quien realizó una cartografía que comprende buena parte del Domo del Garona, Sinclinorio del Valle de Arán, Anticlinal Central y Sinclinorio de Plan d'Estan. DE SITTER y ZWART (1962) elaboraron, por otra parte, un mapa geológico del resto del Domo del Garona. La zona más meridional, correspondiente al sector de la Alta Ribagorça, fue cartografiada por MEY (1967, 1968) y WENNEKERS (1968).

El conjunto de los mapas geológicos citados su-

puso un importante avance en el conocimiento regional de la Zona Axial pirenaica. En general, se distinguieron con bastante exactitud los diferentes tipos de rocas, y los límites entre las diferentes formaciones se encuentran situados de manera precisa en prácticamente todos los casos. La edad fue correctamente establecida, dentro de los límites impuestos por la escasez de datos paleontológicos. Esta información ha sido especialmente buena en rocas silúricas, devónicas y carboníferas. Para los materiales presilúricos, la cartografía es bastante más deficiente, debido a la gran complejidad estructural y al escaso conocimiento de la estratigrafía del Cambro-Ordovícico del Pirineo central, en la época en que KLEINSMIEDE (1960) y DE SITTER y ZWART (1962) confeccionaron sus mapas. Otro problema importante que presentan estos mapas es una escasa interpretación estructural, tanto donde afloran materiales cambro-ordovícicos como en áreas con rocas postsilúricas.

En cuanto a los cortes geológicos realizados en el Domo del Garona por KLEINSMIEDE (1960), la estructura que se muestra no varía demasiado de la ya observada anteriormente por otros autores. Consiste en pliegues derechos de gran longitud de onda, y no describe la existencia de pliegues acostados. Para las zonas que bordean el Domo del Garona (área de Bossost), al igual que sus antecesores, KLEINSMIEDE observa que en los materiales postsilúricos aparece una serie intensamente afectada por pliegues derechos muy apretados, que no se observan en los materiales presilúricos del interior del Domo, dando así pie a distinguir dos dominios estructurales (fig. 32 c).

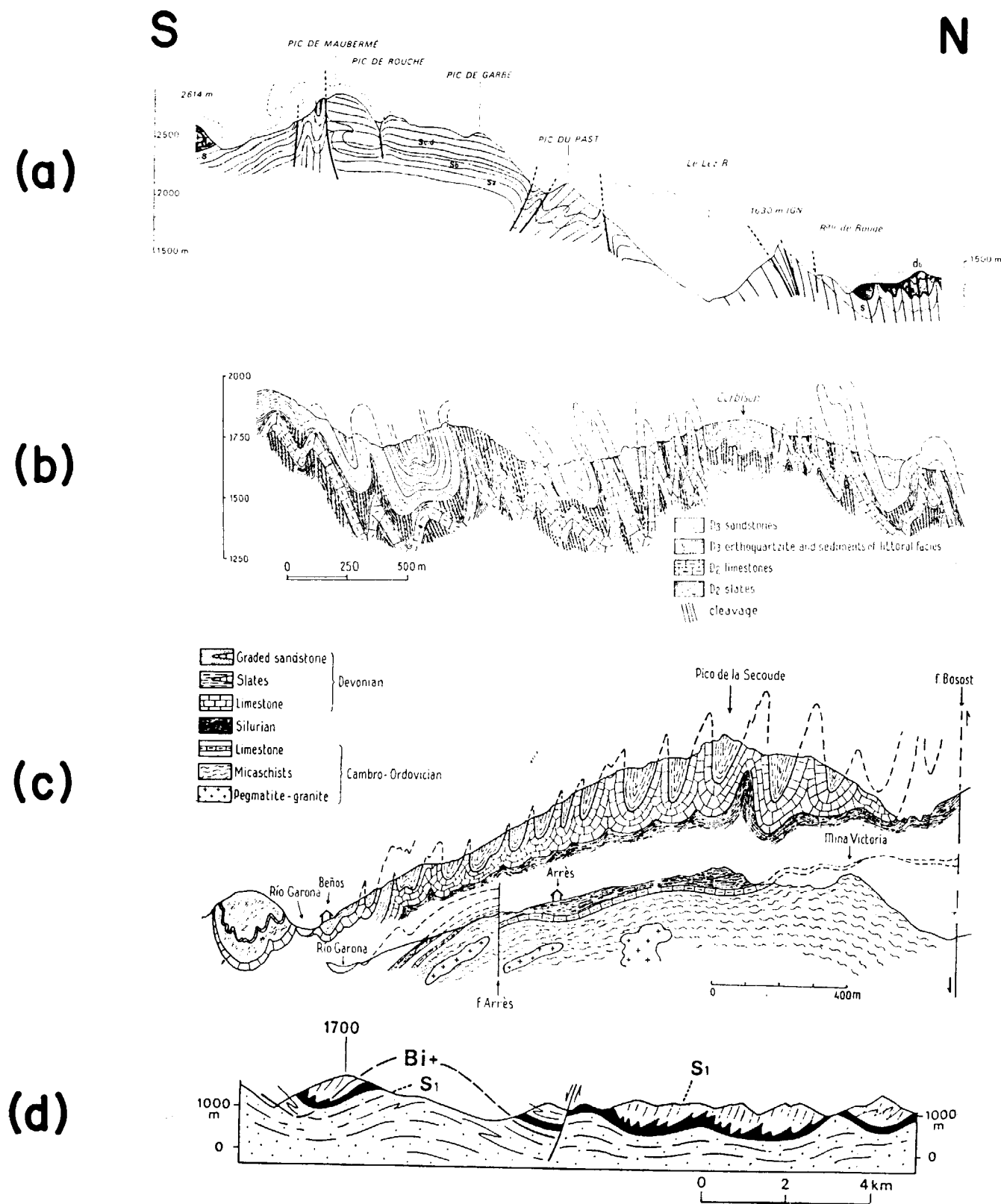
En el área correspondiente al Sinclinorio del Valle de Arán, Anticlinal Central y Sinclinorio de Plan d'Estan, KLEINSMIEDE (1960) observa pliegues de plano axial vertical, que en las calizas llegan a ser isoclinales, mientras en las series siliciclásticas son bastante más abiertos. Estas estructuras aparecen acompañadas de una foliación subvertical (fig. 32 b). Con posterioridad a estos pliegues, KLEINSMIEDE (1960) reconoce la existencia de fallas subverticales. La mayoría localizadas a ambos lados del Anticlinal Central. De entre estas estructuras destaca la falla que este autor denomina «Falla Sur del Joëu», que superpone rocas de edad cambro-ordovícica sobre materiales carboníferos.

En la zona más meridional (sector de la Alta Ribagorça), MEY (1968) elaboró una serie de cortes geológicos que muestran pliegues isoclinales, de plano axial subvertical en la parte más septentrional, mientras que hacia el sur se inclinan progresivamente al sur. Estas estructuras van acompañadas de la foliación dominante. En la parte meridional, cerca del límite sur de la Zona Axial (sectores de Castanesa y Vilaller), MEY (1968) aprecia la existencia de estructuras previas a la foliación dominante. Son pliegues que en la cartografía tienen un trazado N-S.

En esta misma época, en el Domo del Garona, fue elaborada la hoja geológica a escala 1:50.000 de Tuc de Mauberme (BOISSONNAS, 1972). En esta cartografía se diferencian con bastante precisión las diferentes unidades litológicas presilúricas, aunque en algunos casos se han confundido algunas de ellas. Las características de las estructuras principales no fueron bien reconocidas, lo que supuso que incluso surgieran problemas con la estratigrafía de la zona. Un corte geológico realizado por este autor, que pasa por la zona estudiada, se muestra en la figura 32 a.

Recientemente, con motivo de diversas investigaciones mineras llevadas a cabo en la zona de estudio, fueron elaboradas varias cartografías geológicas a escala detallada. Una de ellas fue la realizada por ALONSO (1979) a escala 1:10.000 en el Domo del Garona, concretamente en la zona comprendida entre Liat y Montgarri. Este trabajo clarificó la estratigrafía de los materiales presilúricos de este sector, y supuso un importante avance en el conocimiento de la estructura. Este autor es el primero en observar pliegues vergentes al norte, a los que se asocia la foliación dominante, y cabalgamientos posteriores, a los que van ligadas las mineralizaciones de Zn-Pb de la zona.

Otros trabajos de carácter local, y a escalas 1:10.000 y 1:5.000, fueron realizados por la Compañía General de Sondeos, para el Proyecto del Instituto Tecnológico GeoMinero de España con el título «Investigación estratégica y táctica del Pirineo central». Entre ellos cabe citar los realizados en el Domo del Garona (MARTINEZ et al., 1982, y MARTINEZ y VERGES, 1984; BEJAR, 1985, y GARCIA-SANSEGUNDO, 1985a), en el Anticlinal Central (GARCIA-SANSEGUNDO, 1984) y en el borde norte de la Granodiorita de la Maladeta



(TIJERO, 1984, y GARCIA-SANSEGUNDO, 1985b), siendo en general trabajos de carácter local. Estas cartografías han sido utilizadas en la elaboración de este trabajo, tras una importante revisión.

MATTE (1969) y MATTE y ZU-XHI (1988) elaboraron un corte geológico esquemático que atraviesa la Zona Axial, al oeste del área estudiada, por el sector de Bagnères de Luchon. En este corte es llamativa la diferencia entre las estructuras que afectan a las rocas presilúricas y las que se observan en las rocas postsilúricas. Este contraste entre dos dominios es explicado por estos autores como debido a la existencia de un despegue localizado en los materiales silúricos, que lo relacionan con los pliegues derechos que afectan a los materiales que afloran por encima del despegue. En este mismo corte se representan pequeños pliegues acostados anteriores a los de plano axial subvertical (fig. 32 d).

Otro corte esquemático del Domo del Garona es el realizado por POUGET (1988), POUGET et al. (1988) y SOULA et al. (1986a). Estos autores muestran la foliación pasando progresivamente de una actitud subhorizontal en el centro del Domo, a posiciones verticalizadas en los bordes y fuera de él.

Recientemente, y como apoyo al perfil sísmico, ECORS realizado en los Pirineos (ECORS Pyrenees team, 1988), MUÑOZ (1988) elaboró un corte geológico que atraviesa la Zona Axial al este del área estudiada. Entre las estructuras hercínicas que se pueden observar en este corte figuran pliegues derechos en la parte septentrional del corte, a los cuales va asociada la foliación dominante, que está verticalizada. En esta parte de la Zona Axial pirenaica, a medida que se va hacia el sur, este clivaje y los pliegues relacionados con él buzcan al norte, luego se hori-

zontalizan, y más tarde buzcan al sur, llegando a ponerse verticales e incluso invertidos en la parte más meridional (Zona de las Nogueras). Esta disposición en abanico de la foliación principal hercínica se produce, según este autor, como consecuencia del desarrollo de cabalgamientos alpinos, confirmando un apilamiento antiformal que afecta a materiales prehercínicos del zócalo y a la cobertera mesozoica-terciaria, tal y como ha sido descrito en varias zonas del Pirineo por diversos autores (PARISH, 1984; WILLIAMS y FISHER, 1984; DERAMOND et al., 1985; WILLIAMS, 1985; MUÑOZ, 1985). En lo que se refiere al corte geológico elaborado por MUÑOZ (1988), aparte de estas estructuras citadas, se muestran otras hercínicas anteriores a la foliación regional, como ocurre en el Sinclinal de Llavorsí y en la parte más septentrional del corte, donde se sitúan pliegues vergentes al norte. Además, también se han localizado cabalgamientos plegados en la zona de Marimanya (LOSANTOS et al., 1986). Sin embargo, en algunas zonas como el interior del Domo de Pallaresa, no está clara la estructura que afecta a los materiales presilúricos que afloran. En los materiales prehercínicos que aparecen en el corte de MUÑOZ (op. cit.) no han sido observadas estructuras acostadas como ocurría en el Domo del Garona.

3.2. PROBLEMAS ESTRUCTURALES PLANTEADOS A PARTIR DE LOS MAPAS Y CORTES GEOLOGICOS PREEXISTENTES

A partir de los mapas y cortes geológicos reseñados se puede decir que en la zona estudiada se plantean una serie de problemas estructurales, unos de carácter general y otros de carácter local, que serán analizados posteriormente. El problema que posiblemente ha dado lugar al mayor número de discusiones surge como conse-

Figura 32.—Cortes geológicos realizados en el área estudiada por diversos autores.

a) Corte geológico por el Domo del Garona, según BOISSONNAS (1972); d_a) calizas «rubanés» y pizarras devónicas, d_b) calizas devónicas, s) pizarras negras silúricas, s_a) Ordovícico Inferior indiferenciado, s_b) Caliza de Bentaillou, s_{c,d}) Ordovícico indiferenciado; las escalas horizontal y vertical coinciden. b) Corte por la parte meridional del Sinclinal del Valle de Arán, según KLEINSMIEDE (1960). c) La parte superior correspondiente al sector septentrional y central del Sinclinal del Valle de Arán, la parte inferior al sector meridional del Domo del Garona; se observa la diferencia entre la estructura de estos dos dominios. d) Corte del Domo del Garona por la transversal de Bagnères de Luchon, según MATTE y ZU-XHI (1988); con puntos se representan las rocas presilúricas, en negro las silúricas que representan un nivel de despegue, y en blanco las rocas devónicas, Bi+ límite de aparición de la biotita.

cuencia del descubrimiento de dos dominios estructurales. De manera resumida se puede decir que estos dominios se caracterizan por los siguientes aspectos:

- El primero corresponde al Domo del Garona. Aparece formado por rocas presilúricas, a menudo muy metamorfizadas, que se caracterizan por el desarrollo de una esquistosidad o un clivaje generalmente en posición subhorizontal, que es allí la foliación dominante, y está deformada por pliegues derechos poco apretados.
- El siguiente dominio corresponde al resto del área estudiada, en el que afloran principalmente rocas postsilúricas, afectadas por un escaso metamorfismo y deformadas por pliegues derechos. Estas estructuras van acompañadas por un clivaje subvertical, que es la foliación principal en este dominio.

Estas características de la zona estudiada fueron puestas en evidencia por los estudios realizados en este sector de la Zona Axial por los geólogos de la Escuela holandesa de Leiden. Entre ellos destacan los trabajos de KLEINSMIEDE (1960), de BOSCHMA (1963) sobre las microestructuras, y los de ZWART (1958, 1960, 1962, 1963a) sobre el metamorfismo. Estos trabajos condujeron a que ZWART (1963b) diferenciase los dos dominios estructurales anteriormente citados, a los que denominó, respectivamente, «infraestructura» y «supraestructura».

ZWART (1963b) señala que durante la fase de deformación principal, la «superestructura» se formó en unas condiciones compresivas N-S y otras extensivas verticales, lo que dio lugar a la formación del clivaje vertical. Por el contrario, para la misma compresión N-S, en la «infraestructura», tuvo lugar una extensión E-O, propiciándose así la formación de una foliación subhorizontal. De esta hipótesis se puede deducir que, para este autor, ambas foliaciones son simultáneas. Recientemente, autores de la Escuela holandesa consideran que la foliación subhorizontal de la «infraestructura» se produce por extensión, y es posterior a la foliación vertical de la «supraestructura», relacionándola así con el metamorfismo, que es de alta temperatura (VAN DEN EECKHOUT y ZWART, 1988).

Dentro del ámbito de la zona estudiada, autores

de la Escuela de Toulouse, como son POUGET (1988) y POUGET et al. (1988), suponen para el Domo del Garona una evolución comparable a la que SOULA (1982), SOULA et al. (1986a y b) propusieron para domos metamórficos situados en áreas más orientales de la Zona Axial. Consideran que la foliación subhorizontal se forma como resultado del ascenso diapírico de hipotéticas rocas migmatíticas profundas y graníticas. Para estos autores el clímax metamórfico coincide con la formación de esta foliación (domo estructuro-metamórfico). Este aspecto contrasta con las observaciones de ZWART (1963a), que considera que el máximo desarrollo del metamorfismo es posterior a la foliación principal subhorizontal. Para POUGET et al. (1988) el clivaje subvertical que aparece fuera del Domo corresponde a la primera foliación hercínica, que, dentro del Domo, se encuentra afectada por la foliación principal horizontal. Por otra parte, POUGET et al. (op. cit.) suponen que los domos se formaron durante el desarrollo de la foliación subhorizontal. Esta interpretación contrasta con la de MATTE (1969), que considera el Domo como originado después del desarrollo de la foliación horizontal. En contraposición a la interpretación de ZWART (1983b) y de POUGET et al. (1988), MATTE (1969) y MATTE y ZU-XHI (1988), consideran que la foliación subhorizontal que aparece en el Domo del Garona es anterior a la que se reconoce en el otro dominio, donde está en posición subvertical. La explicación que estos autores dan para la resolución de este problema es que, en el dominio denominado «supraestructura» por ZWART (1963b), la existencia de la foliación vertical está relacionada con un despegue que se produjo a nivel de los materiales silúricos. Este despegue fue observado anteriormente por diversos autores (CALEMBERT, 1951; KLEINSMIEDE, 1960; DE SITTER y ZWART, 1962), aunque no le relacionaron con estos problemas.

La existencia de dos dominios con estructuras diferentes, que es bastante evidente en la zona estudiada, fue también observada en otras áreas del Pirineo, como los macizos de Aston y Hospitalet (fig. 1). ZWART (1965) y OELE (1966), y más recientemente otros autores (VERHOEF et al., 1984; VAN DEN EECKHOUT, 1986, y VAN DEN EECKHOUT y ZWART, 1988) consideran que estos macizos se formaron de manera similar a la ya expuesta en el Domo del Garona, distinguien-

do una «infraestructura» y una «supraestructura». En oposición a esta idea, en esta zona fueron publicados unos trabajos de SEURET y PROUST (1968a y b), los cuales consideran que las foliaciones subhorizontal y subvertical son diferentes. Esta discusión, así como la interpretación dada por estos autores, será tratada más detenidamente en el capítulo 3.9.

Otra zona donde se presentan unos problemas comparables es el macizo de Lys-Cailaouas, donde, recientemente, han trabajado diversos geólogos (DE BRESSER et al., 1986; KRIEGSMAN et al., 1989, y KRIEGSMAN, 1989). Estos proponen un modelo similar al de VAN DEN EECKHOUT y ZWART (1988), ya que consideran que la foliación subhorizontal de la «infraestructura» se genera en condiciones extensivas y posteriormente a la formación de la foliación vertical en la «supraestructura». Estos trabajos también serán analizados detenidamente en el capítulo 4.

Este problema de la existencia de dos dominios es, por tanto, de carácter bastante general en la zona Axial del Pirineo, y aun hoy es objeto de discusión. Por este motivo, tras la descripción e interpretación de las estructuras del área estudiada, se describirán las estructuras observadas por diversos autores en otras áreas de la Zona Axial pirenaica, que serán comparadas con las de la zona estudiada (capítulo 4).

3.3. DIVISION ESTRUCTURAL DEL AREA ESTUDIADA

El área estudiada abarca una franja N-S que cruza la Zona Axial pirenaica. En este sector se han distinguido tres dominios estructurales, cuyos límites se corresponden bastante bien con la división realizada en el capítulo de estratigrafía (fig. 33). Desde este punto de vista, las características más destacables de estos dominios, y su delimitación, son las siguientes:

- El primer dominio se sitúa al norte del área estudiada, y corresponde al Domo del Garona. En él afloran rocas presilúricas que fueron descritas en el capítulo de estratigrafía. Estos materiales están afectados por un metamorfismo hercínico de baja presión y alta temperatura, a veces intenso, llegando a la zona de la sillimanita (ZWART, 1963a). En lo

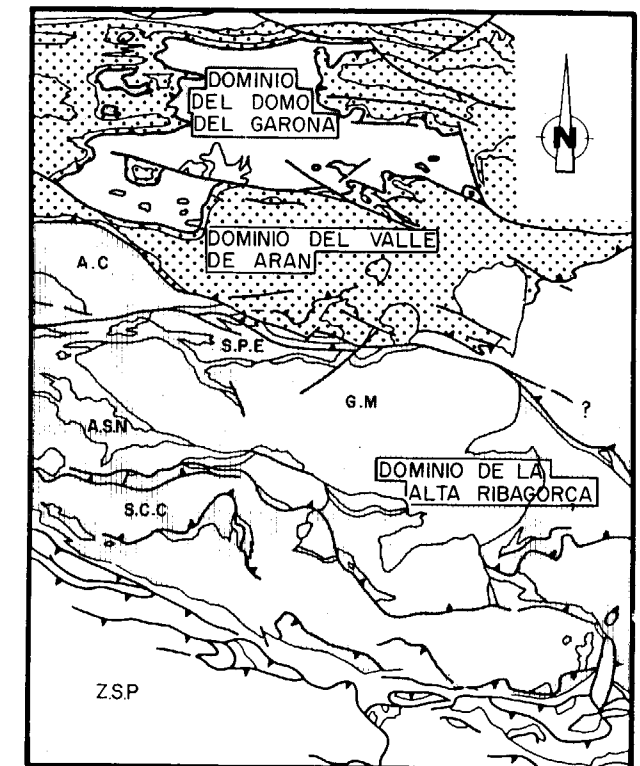


Figura 33.—Mapa geológico del sector estudiado de la Zona Axial pirenaica. Se muestra la distribución en dominios. El área gris corresponde al Dominio del Domo del Garona, la punteada al Dominio del Valle de Arán y el área rayada al Dominio de la Alta Ribagorça.

A.C.—Anticlinal Central. ASN.—Anticlinorio de Sierra Negra. GM.—Granodiorita de la Maladeta. SCC.—Sector de cabalgamientos de Castanesa. SPE.—Sinclinorio de Plan d'Estan. ZSP.—Zona Surpirenaica.

referente a la estructura, es principalmente hercínica y difiere claramente de la del resto del área estudiada. Aparece como una estructura en domo, que deforma pliegues previos acostados o fuertemente vergentes, a los que va asociado un clivaje o una esquistosidad de crenulación subhorizontal, que es la foliación principal de este dominio.

- El segundo dominio corresponde al Sinclinorio del Valle de Arán, en el cual afloran rocas devónicas a las que se ha hecho referencia en el capítulo de estratigrafía, en las sucesiones de Sa Mont, Montpius-Montcorbissun

y La Tüca. Estas rocas aparecen afectadas por un metamorfismo hercínico, generalmente de bajo grado, en facies de los esquistos verdes. El límite entre este dominio y el Domo del Garona viene marcado por los materiales silúricos. Por ello, se incluyen en este dominio los afloramientos aislados de rocas devónicas que se encuentran en las cercanías del Domo del Garona. La principal característica de este dominio es que las estructuras principales son pliegues hercínicos de plano axial subvertical, muy evidentes en la cartografía. A estos pliegues va asociado un clivaje de crenulación, que es la foliación principal en esta zona.

— El tercer dominio corresponde al sector de la Alta Ribagorça. En él afloran rocas silúricas y presilúricas, que fueron descritas en el capítulo de estratigrafía, en el epígrafe del Anticlinal Central y del sector de la Alta Ribagorça. También afloran rocas carboníferas, localizadas en el núcleo del Sinclinorio de Plan d'Estan. Todo este conjunto de rocas aparecen afectadas por un metamorfismo hercínico de bajo grado. Por último, aparecen algunos afloramientos de rocas permo-triásicas. Este dominio aparece separado del Sinclinorio del Valle de Arán por una importante falla alpina que corresponde al Cabalgamiento de Gavarnie (fig. 33). El límite sur viene marcado por el contacto meridional de la Zona Axial pirenaica. Este dominio comprende el apilamiento antiformal alpino del Pirineo. El sur de esta estructura («foreland dipping») aparece ya fuera de la Zona Axial, involucrando principalmente a materiales mesozoicos y paleozoicos de la Zona de las Nogueras. Todo este dominio corresponde al autóctono del Manto de Gavarnie, y la principal característica es la presencia de cabalgamientos alpinos, que separan láminas («horses») constituidas por rocas paleozoicas fundamentalmente, que preservan la estructura hercínica en su interior. Estas estructuras alpinas no son tan evidentes en los otros dominios. En lo referente a la estructura hercínica, puede decirse que es comparable a la del Sinclinorio del Valle de Arán. Este dominio se compone de varias estructuras mayores. Al norte aparece el Anticlinal Central y el Sinclinorio de Plan d'Estan, ambos separa-

dos del Anticlinorio de Sierra Negra y de la zona de cabalgamientos de Castanesa por la Granodiorita de la Maladeta (fig. 33).

3.4. LA ESTRUCTURA DEL DOMINIO DEL DOMO DEL GARONA

En las figuras 7 y 34 se puede observar que la parte norte del área estudiada es una zona en la que afloran rocas presilúricas. Este sector se encuentra separado del resto del área estudiada por un contacto que representa un nivel de despegue, como se analizará más adelante, que se sitúa en el interior de los materiales silúricos. Por debajo de este nivel estratigráfico, las rocas tienen una estructura muy diferente a la que presentan los materiales que afloran por encima. En este trabajo se ha estudiado principalmente la parte más meridional del Domo del Garona, debido a las condiciones en que inicialmente se diseñó el Proyecto que ha permitido la elaboración de este trabajo.

A la vista de la cartografía del mapa geológico número 1 y de la figura 35 se puede observar que no se trata de un simple domo, sino de un sector con una estructura más compleja. Al observar los niveles de referencia cartografiados en el área estudiada que aparecen en el interior del Domo del Garona se puede comprobar que, a rasgos generales, existen tres grandes anticlinales fuertemente vergentes o incluso acostados. Estas estructuras tienen vergencia norte y su importancia es mayor cuanto más al norte se localizan. A estos pliegues va asociada una esquistosidad o un clivaje de crenulación, que es la foliación dominante en el Domo del Garona. Estas estructuras son las primeras reconocibles a la vista del mapa geológico núm. 1. Aparecen deformadas por cabalgamientos vergentes al sur y de escaso desplazamiento, y por unos pliegues derechos, poco apretados, que son las estructuras más relevantes a la vista de la figura 34. A escala de detalle, en algunos afloramientos, y sobre todo en lámina delgada, se reconoce un clivaje primario anterior a todas las estructuras citadas.

A la vista del mapa geológico núm. 1 y de la figura 35, donde se muestra la zona sur del Domo del Garona y el trazado de las isogras, se puede



h) Situaci

te mapa se
cuyos autc
SANTOS et

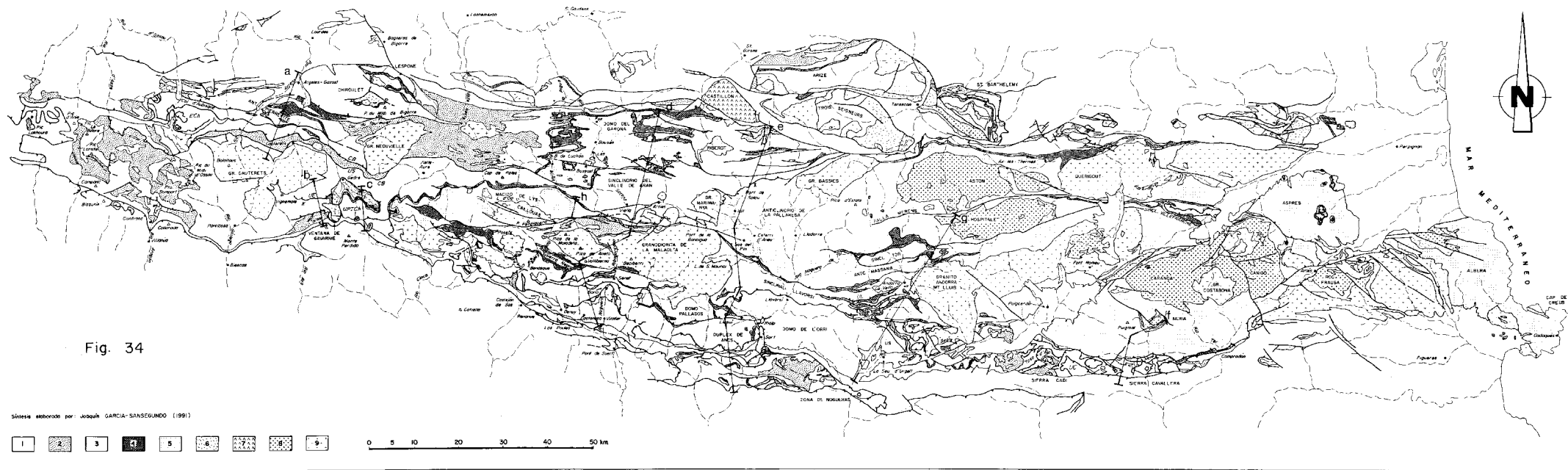


Figura 34.—Mapa geológico de la Zona Axial pirenaica.
 1) Rocas cambrio-ordovícicas. 2) Rocas silúricas. 3) Rocas devónicas. 4) Rocas carboníferas. 5) Rocas permias, mesozoicas y terciarias. 6) Rocas metamórficas en facies

anfífolita. 7) Rocas metamórficas en facies granulítica. 8) Ortonesias. 9) Granitoides.
 CB) Cabalgamiento de Bachebirou. CCH) Cabalgamiento de Chinipro. CCM) Cabalgamiento de Cinq. Monts. CSP) Cabalgamiento de Soulan-Peirefette. ECh) Macizo de Enx

Chaudés. K) Klippos de S. Lary, Secres y Lourdes. UC) Unidad de Cadi. UE) Unidad de escumas. UI) Unidad de Llavorsí. UPTCh) Unidad de Pimène-Troumouse-Chinipro. US) Unidad de Segre.
 Situación de los cortes geológicos a) b) c) d) e) f) y g)

de la figura 138. h) Situación del corte geológico de la figura 96.
 Para elaborar este mapa se han utilizado cartografías de carácter general cuyos autores son los siguientes: AU-TRAN (1967), LOSANTOS et al. (1969) y SOLER (1973).

Además, también se han utilizado cartografías geológicas más locales de los siguientes autores: CASAS y POBLET (1969), CYGAN et al. (1960-61), DOMINGO et al. (1988), FONTBOTÉ et al. (1986), GARCÍA-SANSEGUNDO (1990), GARCÍA-SANSEGUNDO y ALONSO (1989), MAJESTÉ-MEN-

JUILLAS (1979a), MUNOZ (1965, 1968), POUGET (1994), RAYMOND (1969, 1986), TEIXELL (1970), TEIXELL y GARCÍA-SANSEGUNDO (en prensa), TEIXELL et al. (en prensa).

y La Tüca. Estas rocas aparecen afectadas por un metamorfismo hercínico, generalmente de bajo grado, en facies de los esquistos verdes. El límite entre este dominio y el Domo del Garona viene marcado por los materiales silúricos. Por ello, se incluyen en este dominio los afloramientos aislados de rocas devónicas que se encuentran en las cercanías del Domo del Garona. La principal característica de este dominio es que las estructuras principales son pliegues hercínicos de plano axial subvertical, muy evidentes en la cartografía. A estos pliegues va asociado un clivaje de crenulación, que es la foliación principal en esta zona.

- El tercer dominio corresponde al sector de la Alta Ribagorça. En él afloran rocas silúricas y presilúricas, que fueron descritas en el capítulo de estratigrafía, en el epígrafe del Anticlinal Central y del sector de la Alta Ribagorça. También afloran rocas carboníferas, localizadas en el núcleo del Sinclinorio de Plan d'Estan. Todo este conjunto de rocas aparecen afectadas por un metamorfismo hercínico de bajo grado. Por último, aparecen algunos afloramientos de rocas permo-triásicas. Este dominio aparece separado del Sinclinorio del Valle de Arán por una importante falla alpina que corresponde al Cabalgamiento de Gavarnie (fig. 33). El límite sur viene marcado por el contacto meridional de la Zona Axial pirenaica. Este dominio comprende el apilamiento antiformal alpino del Pirineo. El sur de esta estructura («foreland dipping») aparece ya fuera de la Zona Axial, involucrando principalmente a materiales mesozoicos y paleozoicos de la Zona de las Nogueras. Todo este dominio corresponde al autóctono del Manto de Gavarnie, y la principal característica es la presencia de cabalgamientos alpinos, que separan láminas («horses») constituidas por rocas paleozoicas fundamentalmente, que preservan la estructura hercínica en su interior. Estas estructuras alpinas no son tan evidentes en los otros dominios. En lo referente a la estructura hercínica, puede decirse que es comparable a la del Sinclinorio del Valle de Arán. Este dominio se compone de varias estructuras mayores. Al norte aparece el Anticlinal Central y el Sinclinorio de Plan d'Estan, ambos separados

dos del Anticlinorio de Sierra Negra y de la zona de cabalgamientos de Castanesa por la Granodiorita de la Maladeta (fig. 33).

3.4. LA ESTRUCTURA DEL DOMINIO DEL DOMO DEL GARONA

En las figuras 7 y 34 se puede observar que la parte norte del área estudiada es una zona en la que afloran rocas presilúricas. Este sector se encuentra separado del resto del área estudiada por un contacto que representa un nivel de despegue, como se analizará más adelante, que se sitúa en el interior de los materiales silúricos. Por debajo de este nivel estratigráfico, las rocas tienen una estructura muy diferente a la que presentan los materiales que afloran por encima. En este trabajo se ha estudiado principalmente la parte más meridional del Domo del Garona, debido a las condiciones en que inicialmente se diseñó el Proyecto que ha permitido la elaboración de este trabajo.

A la vista de la cartografía del mapa geológico número 1 y de la figura 35 se puede observar que no se trata de un simple domo, sino de un sector con una estructura más compleja. Al observar los niveles de referencia cartografiados en el área estudiada que aparecen en el interior del Domo del Garona se puede comprobar que, a rasgos generales, existen tres grandes anticlinales fuertemente vergentes o incluso acostados. Estas estructuras tienen vergencia norte y su importancia es mayor cuanto más al norte se localizan. A estos pliegues va asociada una esquistosidad o un clivaje de crenulación, que es la foliación dominante en el Domo del Garona. Estas estructuras son las primeras reconocibles a la vista del mapa geológico núm. 1. Aparecen deformadas por cabalgamientos vergentes al sur y de escaso desplazamiento, y por unos pliegues derechos, poco apretados, que son las estructuras más relevantes a la vista de la figura 34. A escala de detalle, en algunos afloramientos, y sobre todo en lámina delgada, se reconoce un clivaje primario anterior a todas las estructuras citadas.

A la vista del mapa geológico núm. 1 y de la figura 35, donde se muestra la zona sur del Domo del Garona y el trazado de las isogradas, se puede

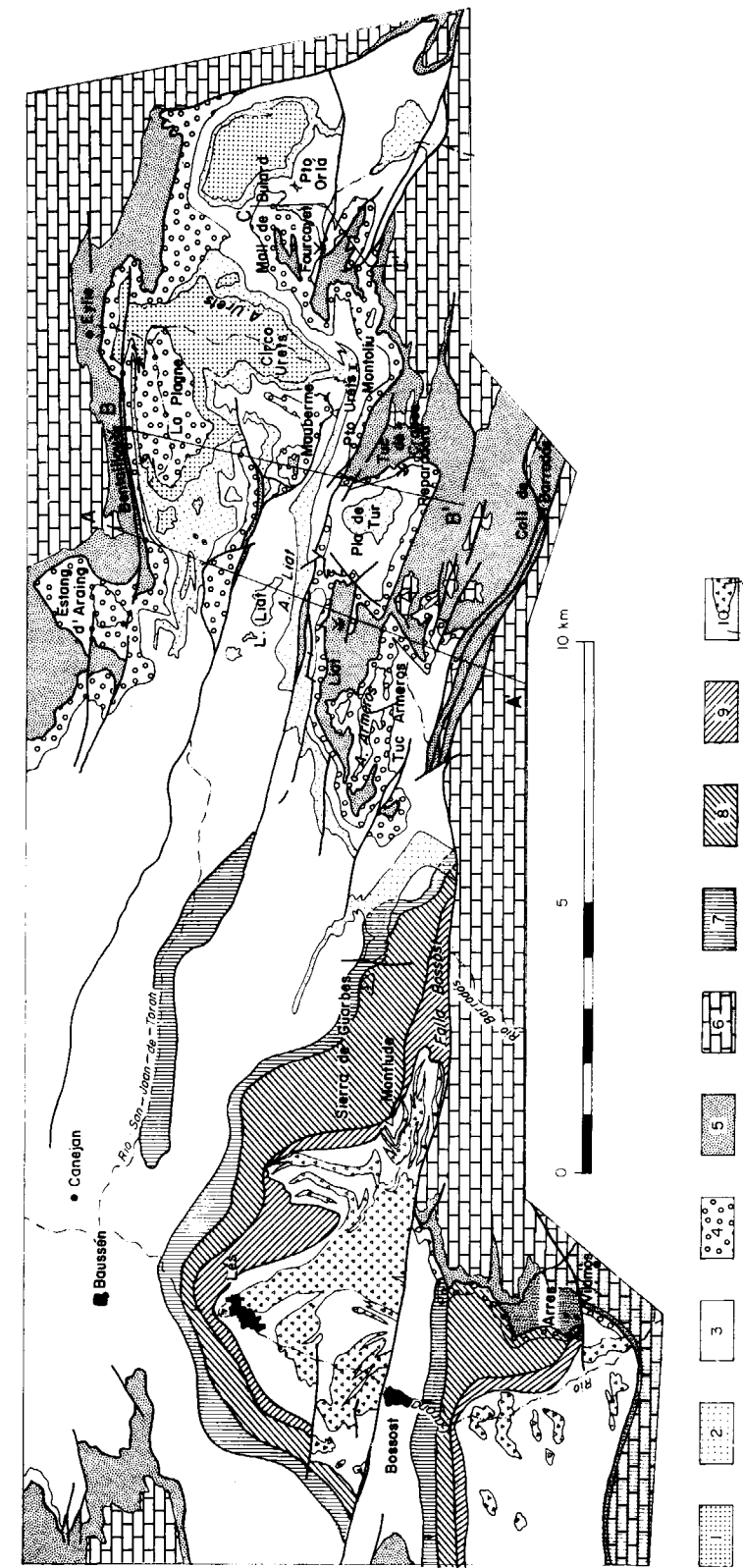


Figura 35.—Mapa geológico del sur del Domo del Garona.

- 1) Serie de Urets;
- 2) Caliza de Bentaillou;
- 3) Serie pelítico-cuarcítica de Orliá, o rocas siliciclásticas indiferenciadas de edad cambro-ordovícica;
- 4) Rocas del Ordovícico Superior;
- 5) Ampelitas silúricas;
- 6) Rocas devónicas. Zonas de metamorfismo, según ZWART (1979);
- 7) Zo-

na II (moscovita-biotita); 8) Zona III (estauroлита-andalucita-cordierita); 9) Zona IV (andalucita-cordierita); 10) Zona V (cordierita-sillimanita).
a) Leucogranitos y pegmatitas.

A-A') Situación del corte geológico de la figura 36; B-B' y C-C') Situación de los cortes geológicos de la figura 37.

observar que la parte más occidental aparece ocupada por rocas que han sufrido un importante metamorfismo. Sin embargo, hacia el lado oriental se han podido cartografiar numerosos niveles, en parte gracias a que en este sector el grado de metamorfismo es más bajo. Por ello se ha realizado el estudio más detallado de la estructura en este sector.

3.4.1. Las estructuras del sector SE del Domo del Garona

En el sector suroriental del Domo del Garona se pueden distinguir principalmente tres anticlinales mayores (mapa geológico núm. 1 y fig. 35). Estas estructuras son de grandes dimensiones, con flancos inversos que van desde algunos cientos de metros hasta un kilómetro, siendo su importancia menor hacia la parte meridional de

este sector. Estos pliegues se encuentran acostados, son vergentes al norte, y a ellos se asocia la foliación regional dominante (S_2^*) del Domo del Garona (fig. 36). Las estructuras más importantes que se pueden reconocer, de norte a sur, son las siguientes:

— Anticlinal de Urets (figs. 36 y 37)

En la parte más septentrional del sector SE del Domo del Garona se localiza el Anticlinal de Urets (fig. 35). Esta estructura lleva asociado un clivaje de plano axial (S_2), que es la foliación

* En adelante se denominará con S_2 al clivaje o esquistosidad, primario o de crenulación, relacionado con estructuras vergentes al norte, como se interpretará en capítulos sucesivos. Igualmente, se denominará S_1 al clivaje primario del Domo del Garona, que, como se verá más adelante, se interpreta que es el primer clivaje en desarrollarse dentro del ámbito del área estudiada.

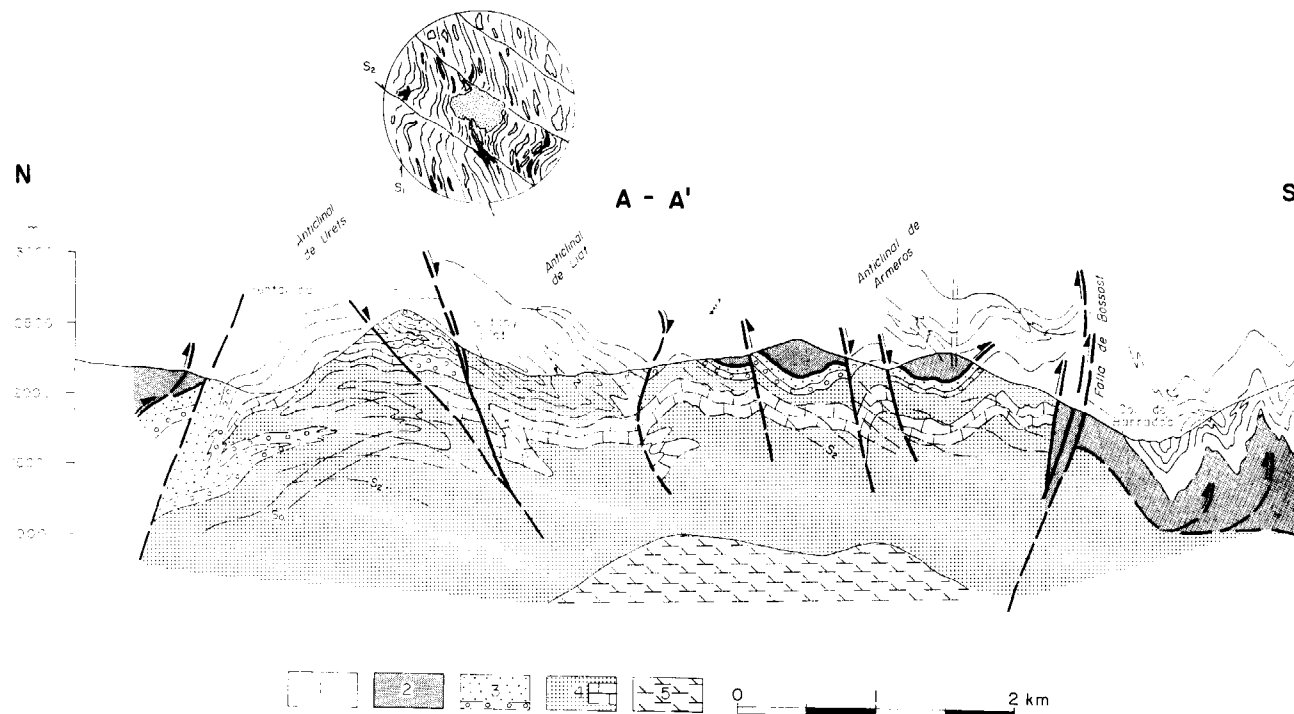


Figura 36.—Corte geológico general del sector SE del Domo del Garona con la situación de las principales estructuras 1) Rocas devónicas, 2) Ampelitas silúricas, 3) Ordovícico Superior, con conglomerados basales, 4) Series de Urets y Orlá, con la Caliza de Betailou intercalada, 5) Granitoides y rocas filonianas del Domo de Bossost.

En la parte superior se representa un detalle a escala microscópica, donde se muestran biotitas rotadas en relación con el desarrollo del clivaje principal, en el flanco inverso del Anticlinal de Liat. Situación en figura 35. Este corte corresponde a la parte septentrional del corte A-B), situado en el mapa geológico número 1.

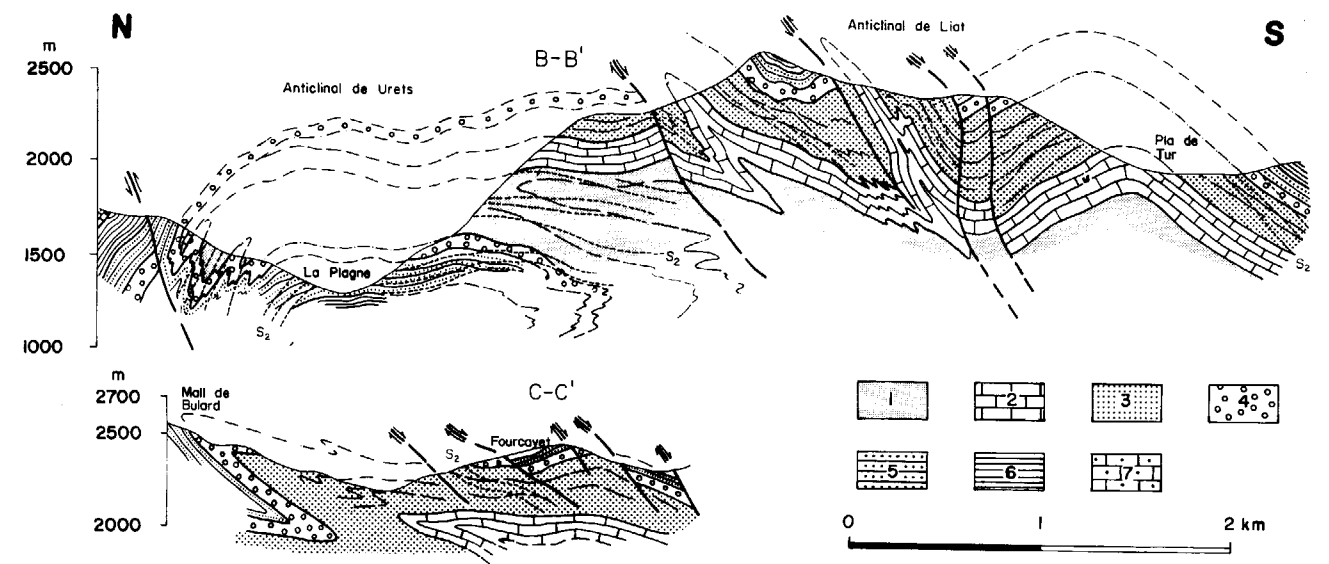


Figura 37.—Cortes geológicos del sector SE del Domo del Garona.

1) Serie de Urets, 2) Caliza de Betailou, 3) Serie de Orlá, 4) Conglomerados de Mall de Bulard, 5) Capas de Liat, 6) Ampelitas silúricas, 7) Calizas devónicas. Situación en figura 35.

dominante en el Domo del Garona. No se trata de la primera estructura que se desarrolla en la región, puesto que se encuentra afectando a otro clivaje primario (S_1) de desarrollo regional. La zona de charnela de este pliegue se localiza en la zona por donde pasa la pista que conduce desde La Plagne hasta las Minas de Betailou (ver mapa geológico núm. 1). En la zona de charnela se presentan numerosos pliegues menores que afectan al Conglomerado de Mall de Bulard (mapa geológico núm. 1; corte B-B' de fig. 37), y que se deducen de las relaciones entre la estratificación y el clivaje (S_2) que se asocia a ellos. Se puede comprobar que estas relaciones van cambiando a lo largo del recorrido, según se pasa de un flanco a otro.

El flanco inverso del Anticlinal de Urets tiene una longitud superior a 1 kilómetro, tal y como puede observarse en el corte B-B' de la figura 37. Si se analiza el mapa geológico núm. 1, se puede comprobar que este flanco inverso ocupa toda la zona del circo de la Plagne. En este circo se observa una figura cartográfica cerrada, en cuyo núcleo afloran capas subhorizontales del Ordovícico Superior (Capas de Liat). Sobre ellas, y rodeando a estos materiales, aparecen los Conglomerados de Mall de Bulard, de edad más an-

tigua, lo que indica la inversión de la serie. La relación entre la estratificación y la foliación (S_2) indica que el flanco inverso está basculado y que el pliegue es vergente al norte (fig. 38), en coherencia con el cierre del Anticlinal en este sentido.

Continuando el corte hacia el sur, por encima del Conglomerado de Mall de Bulard, ya en el circo de Urets, afloran las Capas de Urets. Dentro de esta unidad litoestratigráfica, las relaciones entre estratificación y clivaje (S_2) cambian de flanco inverso basculado a flanco normal subhorizontal, sin bascular (corte B-B', de fig. 37). A partir de esta zona y hacia el sur la serie siempre se encuentra en posición de flanco normal hasta llegar al Tuc de Mauberme, donde nuevamente afloran rocas del Ordovícico Superior y del Silúrico. Únicamente, al NO del Tuc de Mauberme, en la zona de la Coma de Tartareu (mapa geológico núm. 1), se puede observar una zona con algunos pliegues menores.

La superficie axial del Anticlinal de Urets, por tanto, queda situada dentro de los circos de La Plagne y de Urets, incluida en la Serie de Urets. Por efecto de la topografía, la traza axial de esta estructura se encuentra limitada a la depresión

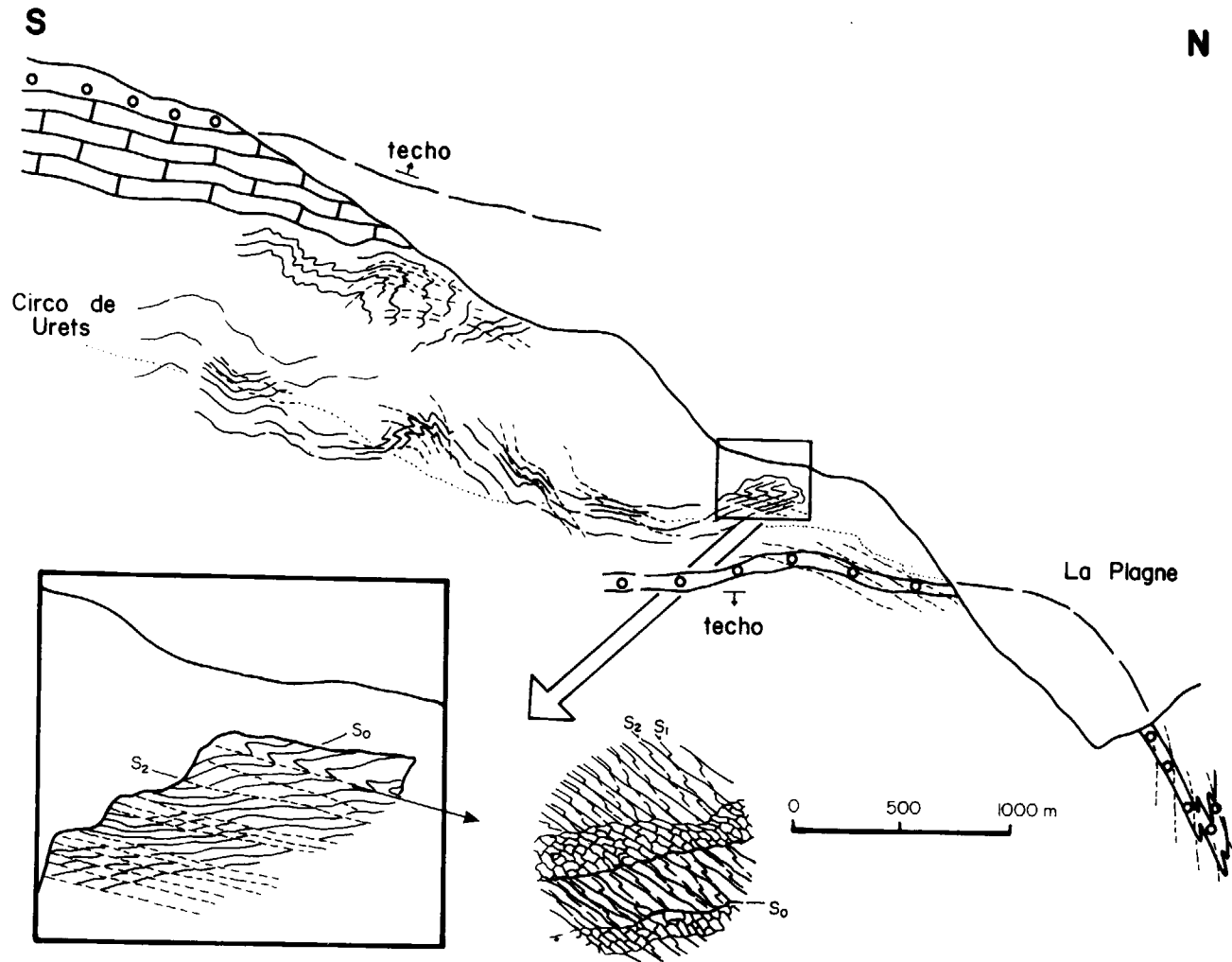


Figura 38.—Corte geológico entre los circos de Urets y La Plagne, donde se observan relaciones de flanco inverso entre la estratificación y el clivaje principal (S_2). A escala microscópica se observa cómo el clivaje principal deforma otro previo (S_1) relacionado con estructuras vergentes al sur. La traza de puntos representa la senda que conduce al circo de Urets.

que constituyen los circos de La Plagne y Urets, para no volver a reaparecer en el Domo del Garona (fig. 35). El eje del pliegue en general es subhorizontal, con dirección E-O, como se deduce a la vista del mapa geológico núm. 1. Las lineaciones de intersección medidas son, en general, coincidentes con esta dirección, aunque en ocasiones aparecen muy desviadas, quizá debido a la existencia de alguna estructura anterior (fig. 39).

A lo largo del flanco normal del Anticlinal de Urets se puede comprobar el efecto producido por la discordancia del Ordovícico Superior. Así,

en la zona más meridional correspondiente al Tuc de Mauberme, los Conglomerados de Mall de Bulard aparecen situados sobre 200 metros de la Serie de Orlá. Hacia el norte, en el circo de Urets, se colocan sobre la Caliza de Bentaillou, y en la zona de charnela y del flanco inverso, localizadas respectivamente en las Minas de Bentaillou y en el circo de La Plagne, los conglomerados aparecen directamente sobre la Serie de Urets.

— Anticlinal de Liat

Al sur del Tuc de Mauberme aparece una franja

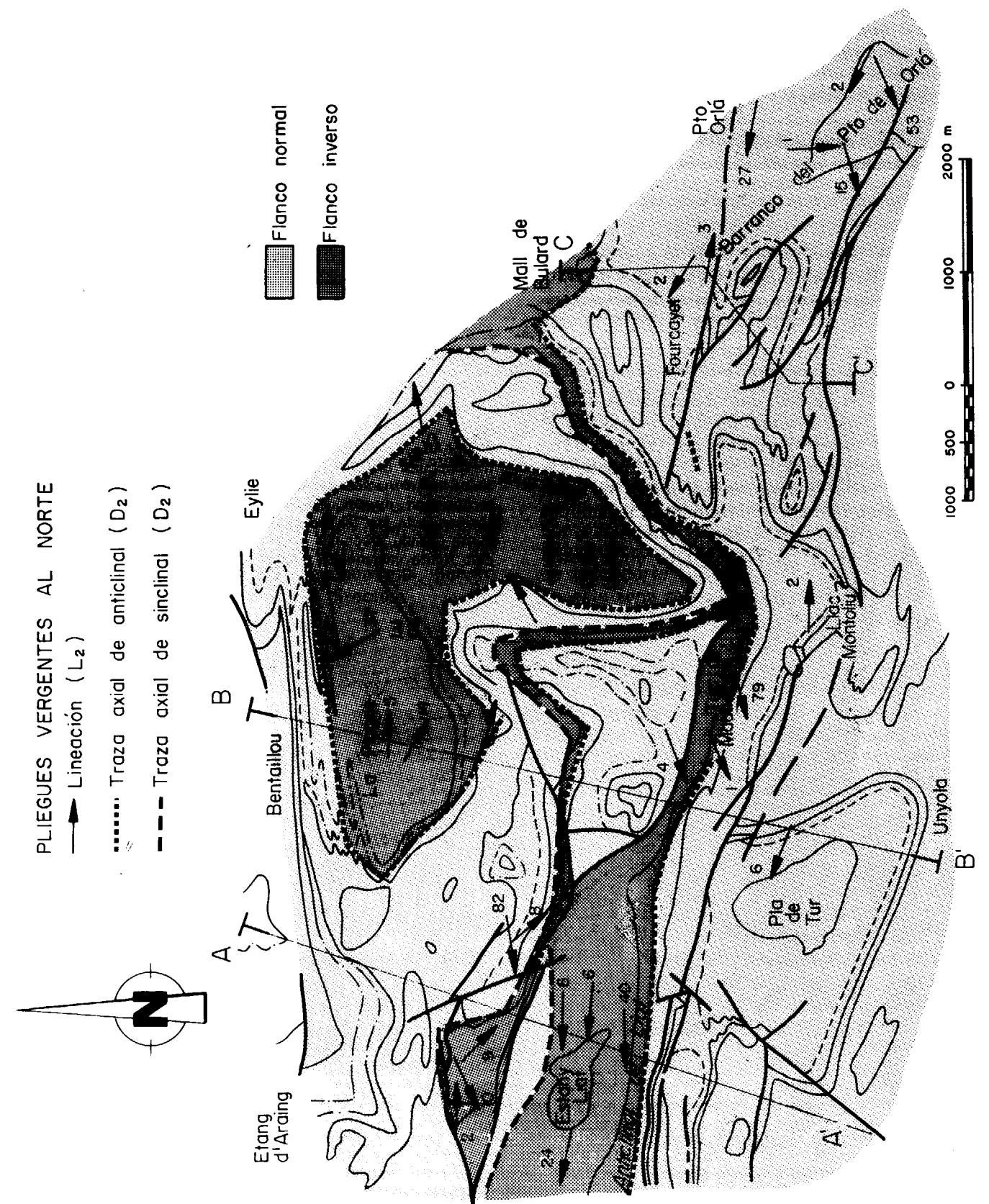


Figura 39.—Mapa de lineaciones (L_2) y de flancos normales e inversos de pliegues de la generación dominante en el sector SE del Domo del Garona.

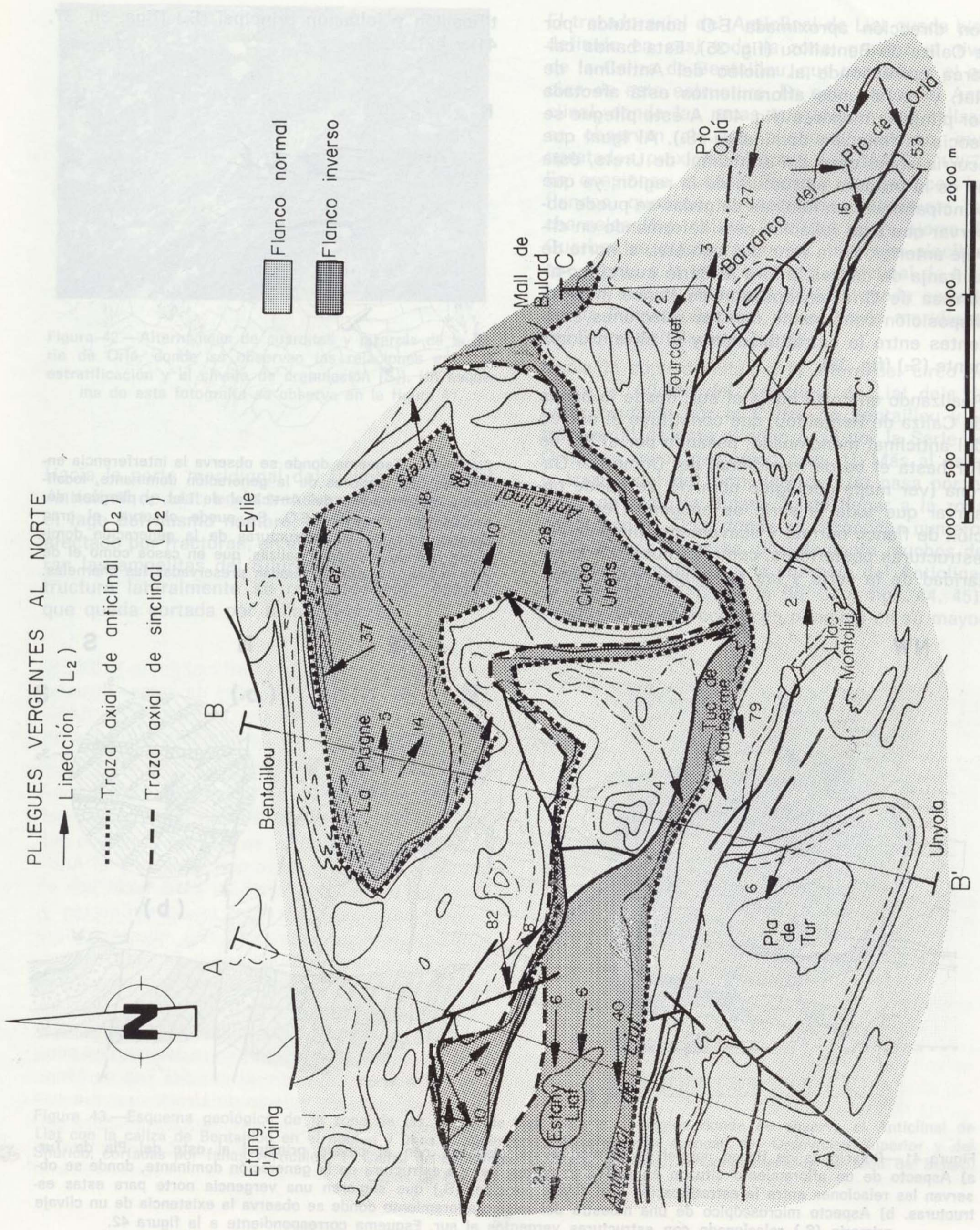


Figura 39.—Mapa de lineaciones (L₂) y de flancos normales e inversos de pliegues de la generación dominante en el sector SE del Domo del Garona.

con dirección aproximada E-O constituida por la Caliza de Bentailou (fig. 35). Esta banda calcárea corresponde al núcleo del Anticlinal de Liat, y en algunos afloramientos está afectada por pliegues menores (fig. 40). A este pliegue se asocia la foliación dominante (S_2). Al igual que ocurría en el caso del Anticlinal de Urets, ésta no es la primera estructura de la región, ya que principalmente en láminas delgadas se puede observar que esta foliación está deformando un clivaje anterior. En la zona del lago Liat, al norte de la franja de calizas, aflora la Serie cuarcítico-pizarrosa de Orlá, en posición de flanco inverso, disposición constatable con las relaciones existentes entre la estratificación y el clivaje dominante (S_2) (fig. 36).

Realizando un corte hacia el sur, desde la banda de Caliza de Bentailou, que constituye el núcleo del anticlinal mencionado, pasando por el Pla de Tur hasta el borde meridional del Domo del Garona (ver mapa geológico núm. 1), se puede observar que toda la serie se encuentra en posición de flanco normal y suavemente plegada por estructuras posteriores, como lo muestran la polaridad de la serie y las relaciones entre estra-

tificación y foliación principal (S_2) (figs. 36, 37, 41 y 42).



Figura 40.—Esquema donde se observa la interferencia entre pliegues menores de la generación dominante, localizados en el núcleo del Anticlinal de Liat, y pliegues derechos con dirección E-O. Se puede observar el gran apretamiento de las estructuras de la generación dominante cuando afectan a calizas, que en casos como el de esta figura únicamente quedan preservadas las charnelas.

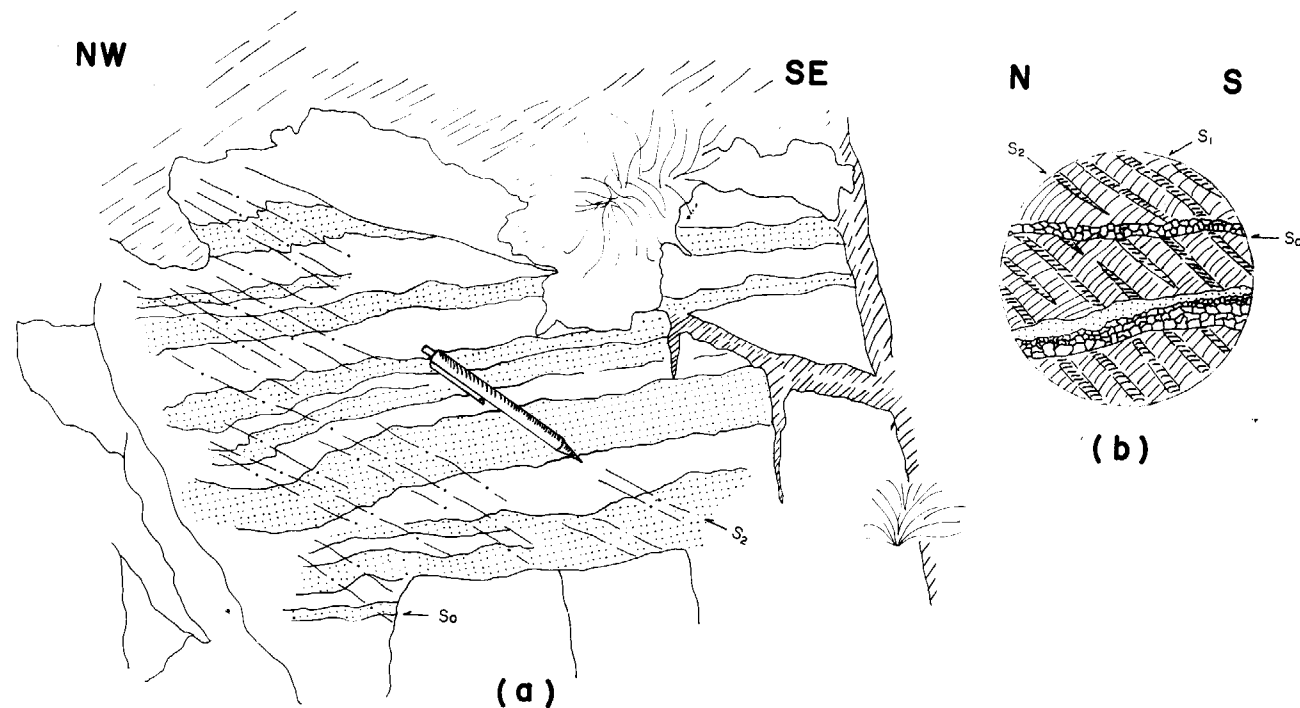


Figura 41.—Relaciones de flanco normal de estructuras relacionadas con el clivaje principal al este del Pla de Tur. a) Aspecto de un afloramiento situado en el flanco normal de una estructura de la generación dominante, donde se observan las relaciones entre la estratificación y el clivaje principal (S_2) que sugieren una vergencia norte para estas estructuras. b) Aspecto microscópico de una muestra del mismo afloramiento donde se observa la existencia de un clivaje primario (S_1) relacionado con estructuras vergentes al sur. Esquema correspondiente a la figura 42.



Figura 42.—Alternancias de cuarcitas y pizarras de la Serie de Orlá, donde se observan las relaciones entre la estratificación y el clivaje de crenulación (S_2). Un esquema de esta fotografía se observa en la figura 41.

Hacia la parte meridional del flanco normal del Anticlinal de Liat, en la transversal que pasa por el lago del mismo nombre, aparece un sinclinal afectado por fracturas, en el núcleo del cual afloran las ampelitas del Silúrico (fig. 43). Esta estructura lateralmente se reconoce mal, puesto que queda cortada por fallas directas.

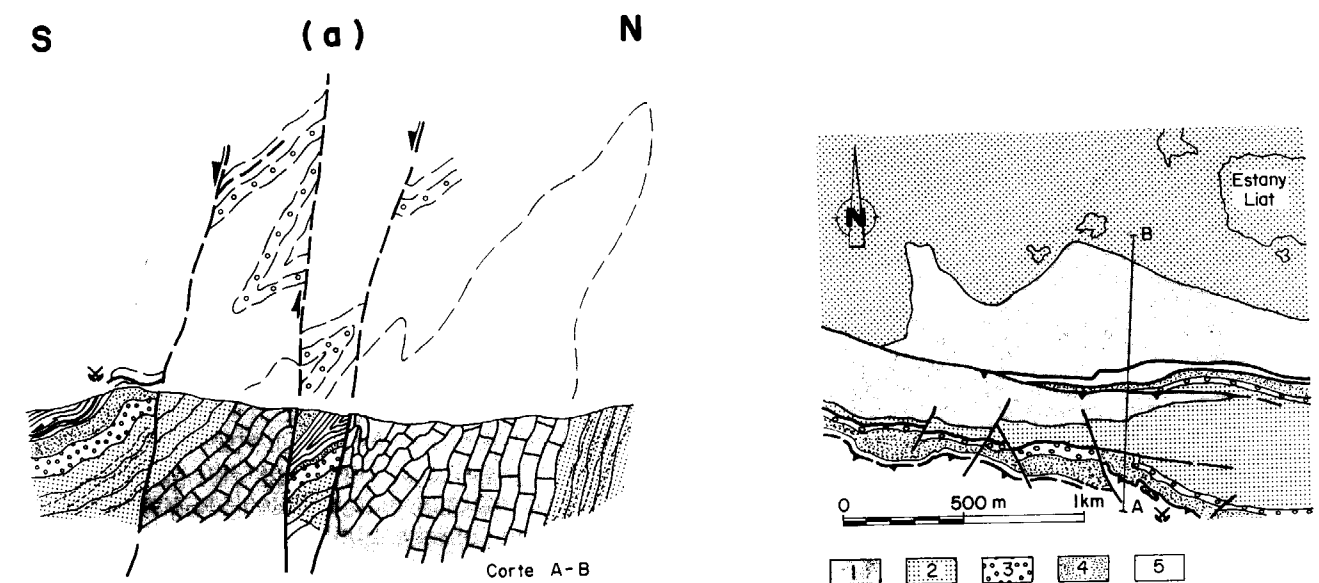


Figura 43.—Esquema geológico de la zona de las minas de Liat y corte geológico donde se observa el Anticlinal de Liat con la caliza de Bentailou en el núcleo y unos pliegues menores afectando a rocas del Ordovícico Superior y del Silúrico, cortadas por fallas verticales. 1) Caliza de Bentailou, 2) Serie de Orlá, 3) Conglomerados de Mall de Bulard, 4) Capas de Liat, 5) Ampelitas silúricas.



Figura 42.—Alternancias de cuarcitas y pizarras de la Serie de Orlá, donde se observan las relaciones entre la estratificación y el clivaje de crenulación (S_2). Un esquema de esta fotografía se observa en la figura 41.

Hacia la parte meridional del flanco normal del Anticlinal de Liat, en la transversal que pasa por el lago del mismo nombre, aparece un sinclinal afectado por fracturas, en el núcleo del cual afloran las ampelitas del Silúrico (fig. 43). Esta estructura lateralmente se reconoce mal, puesto que queda cortada por fallas directas.

El trazado axial del Anticlinal de Liat queda bien definido en casi toda la zona, gracias al nivel de la Caliza de Bentailou, que constituye el núcleo de esta estructura. En esta parte del Anticlinal, donde las rocas que afloran son calizas, se observan algunos pliegues menores, muy apretados, próximos al tipo 3 de RAMSAY (1967). En ocasiones pueden llegar a desaparecer los flancos, quedando preservadas únicamente las charnelas (fig. 40). A la altura de la sierra de Guarbes se puede reconocer un cierre sinclinal que afecta a la traza axial del Anticlinal de Liat. Más al sur, el Anticlinal de Liat queda cortado por la Falla de Bossost, en el borde meridional del Domo del Garona (fig. 35).

Hacia la zona oriental, a la altura del circo de Urets, el núcleo del Anticlinal de Liat deja de estar ocupado por la Caliza de Bentailou y la traza axial de este pliegue pasa por la Serie de Orlá (ver mapa geológico núm. 1). Más al este, la traza axial del Anticlinal de Liat pasa por el norte de Mall de Bulard, hasta llegar a la zona del puerto de Orlá, donde se reconocen numerosos pliegues menores, posiblemente muchos de ellos pertenecientes a la charnela del Anticlinal de Liat (corte C-C' de la fig. 37 y figs. 44, 45). En esta zona se reconocen pliegues en su mayo-

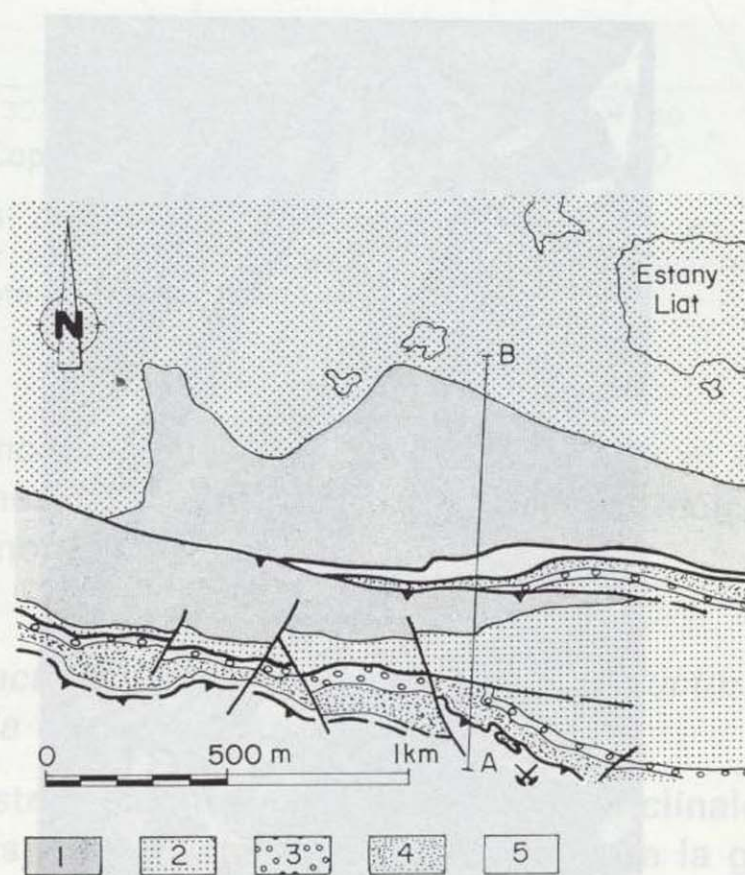
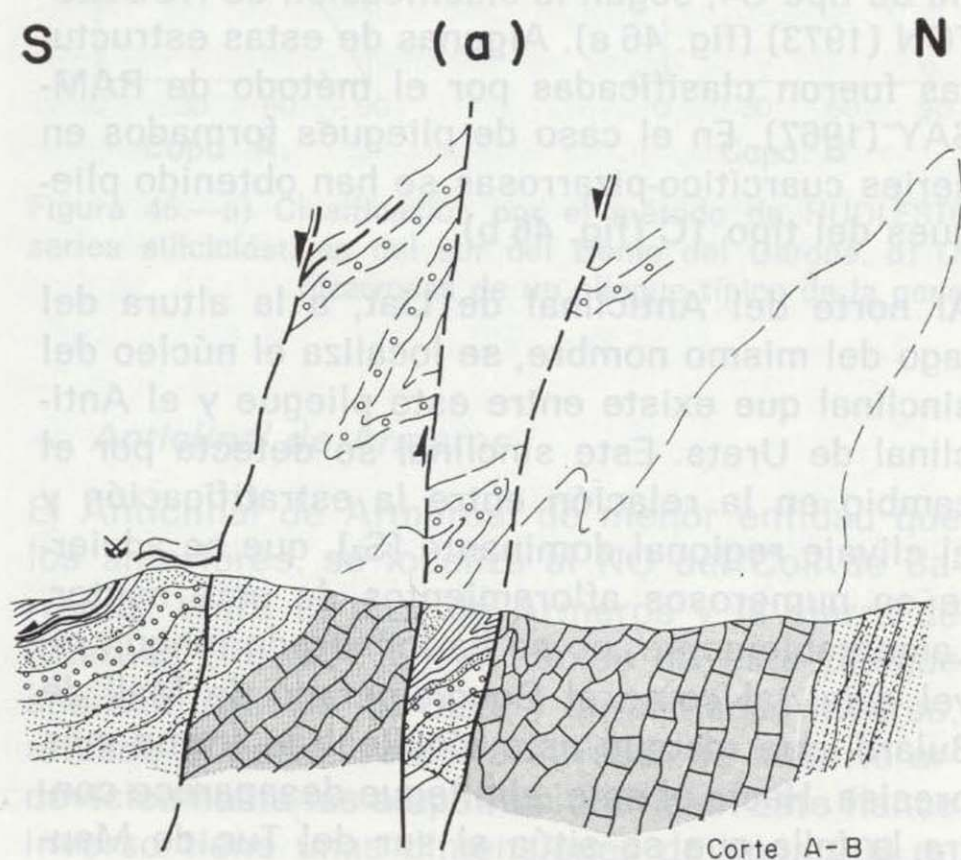


Figura 43.—Esquema geológico de la zona de las minas de Liat y corte geológico donde se observa el Anticlinal de Liat con la caliza de Bentailou en el núcleo y unos pliegues menores afectando a rocas del Ordovícico Superior y del Silúrico, cortadas por fallas verticales. 1) Caliza de Bentailou, 2) Serie de Orlá, 3) Conglomerados de Mall de Bulard, 4) Capas de Liat, 5) Ampelitas silúricas.

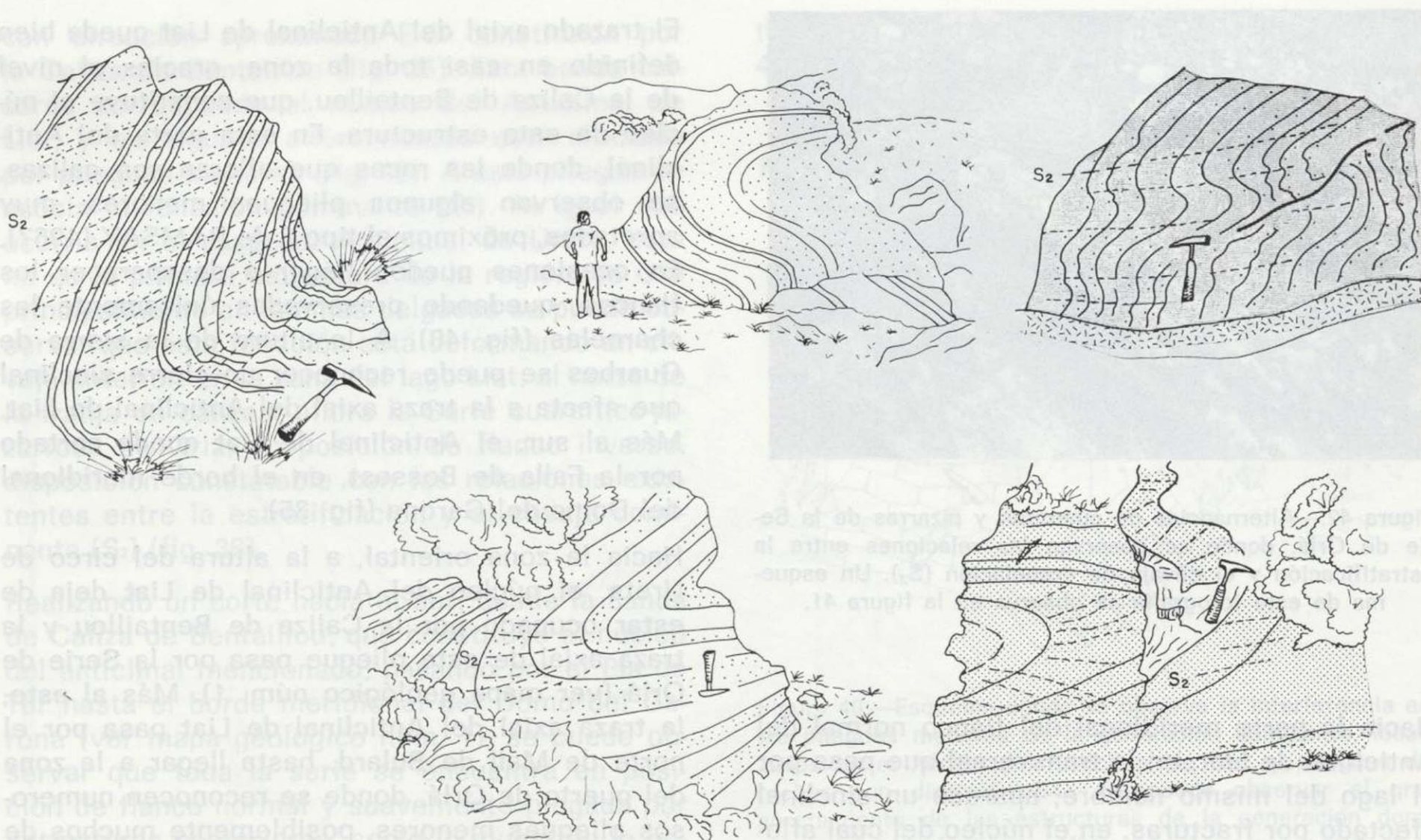


Figura 44.—Diversos aspectos de campo de pliegues vergentes al Norte de la generación dominante afectando a rocas siliciclásticas, localizadas en las proximidades del puerto de Orlá.

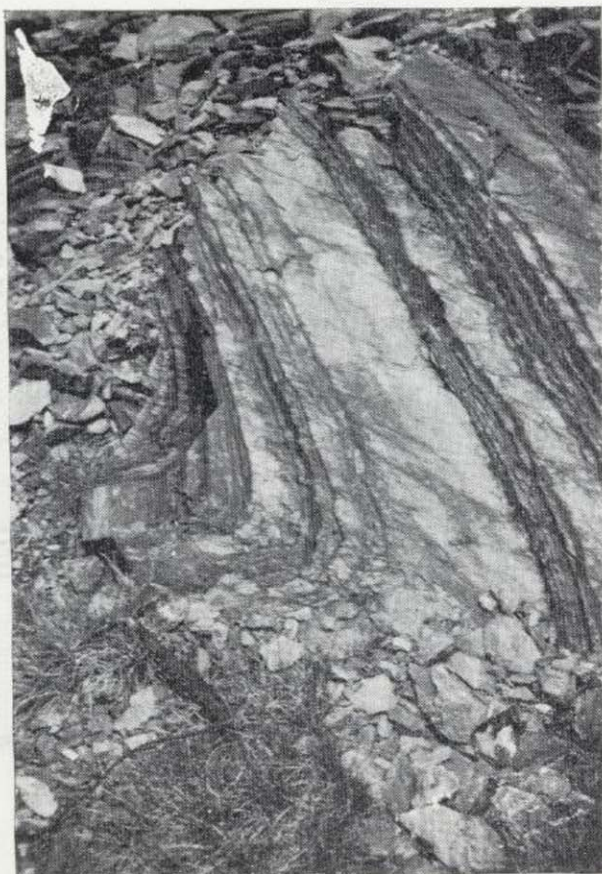


Figura 45.—Pliegue vergente al norte en el puerto de Orlá, al que se asocia el clivaje principal del Domo del Garona (S_2). Norte, a la derecha.

ría de tipo C4, según la clasificación de HUDLESTON (1973) (fig. 46 a). Algunas de estas estructuras fueron clasificadas por el método de RAMSAY (1967). En el caso de pliegues formados en series cuarcítico-pizarrosas se han obtenido pliegues del tipo 1C (fig. 46 b).

Al norte del Anticlinal de Liat, a la altura del lago del mismo nombre, se localiza el núcleo del sinclinal que existe entre este pliegue y el Anticlinal de Urets. Este sinclinal se detecta por el cambio en la relación entre la estratificación y el clivaje regional dominante (S_2), que se advierte en numerosos afloramientos de este sector. Lamentablemente, no se ha localizado ningún nivel guía, tal como el Conglomerado de Mall de Bulard, que marque este sinclinal de forma más precisa. Hacia el este, el pliegue desaparece contra la falla que se sitúa al sur del Tuc de Mauberme. Al este del puerto de Urets vuelve a reaparecer el sinclinal, pero ya está menos desarrollado y se detecta mal en la cartografía (mapa geológico núm. 1).

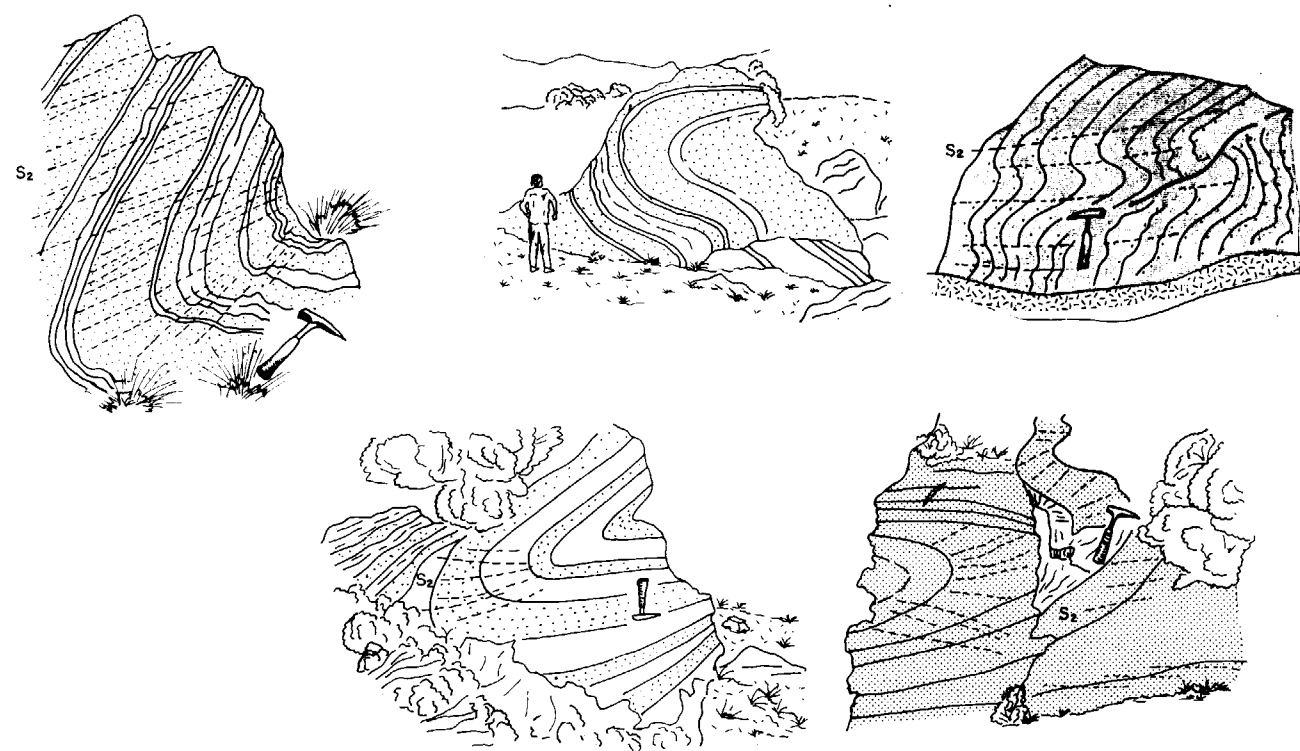


Figura 44.—Diversos aspectos de campo de pliegues vergentes al Norte de la generación dominante afectando a rocas siliciclásticas, localizadas en las proximidades del puerto de Orlá.

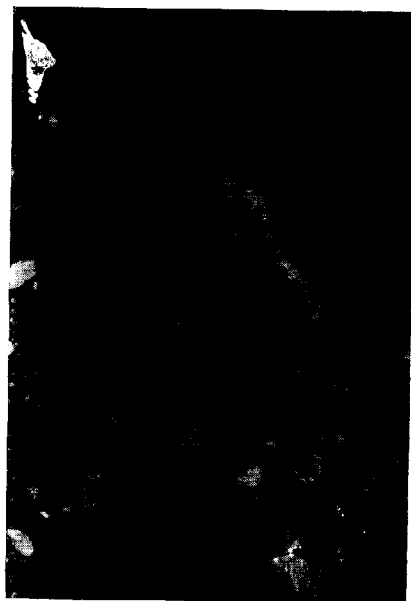


Figura 45.—Pliegue vergente al norte en el puerto de Orlá, al que se asocia el clivaje principal del Domo del Garona (S_2). Norte, a la derecha.

ría de tipo C4, según la clasificación de HUDLESTON (1973) (fig. 46 a). Algunas de estas estructuras fueron clasificadas por el método de RAMSAY (1967). En el caso de pliegues formados en series cuarcítico-pizarrosas se han obtenido pliegues del tipo 1C (fig. 46 b).

Al norte del Anticlinal de Liat, a la altura del lago del mismo nombre, se localiza el núcleo del sinclinal que existe entre este pliegue y el Anticlinal de Urets. Este sinclinal se detecta por el cambio en la relación entre la estratificación y el clivaje regional dominante (S_2), que se advierte en numerosos afloramientos de este sector. Lamentablemente, no se ha localizado ningún nivel guía, tal como el Conglomerado de Mall de Bulard, que marque este sinclinal de forma más precisa. Hacia el este, el pliegue desaparece contra la falla que se sitúa al sur del Tuc de Mauberge. Al este del puerto de Urets vuelve a reaparecer el sinclinal, pero ya está menos desarrollado y se detecta mal en la cartografía (mapa geológico núm. 1).

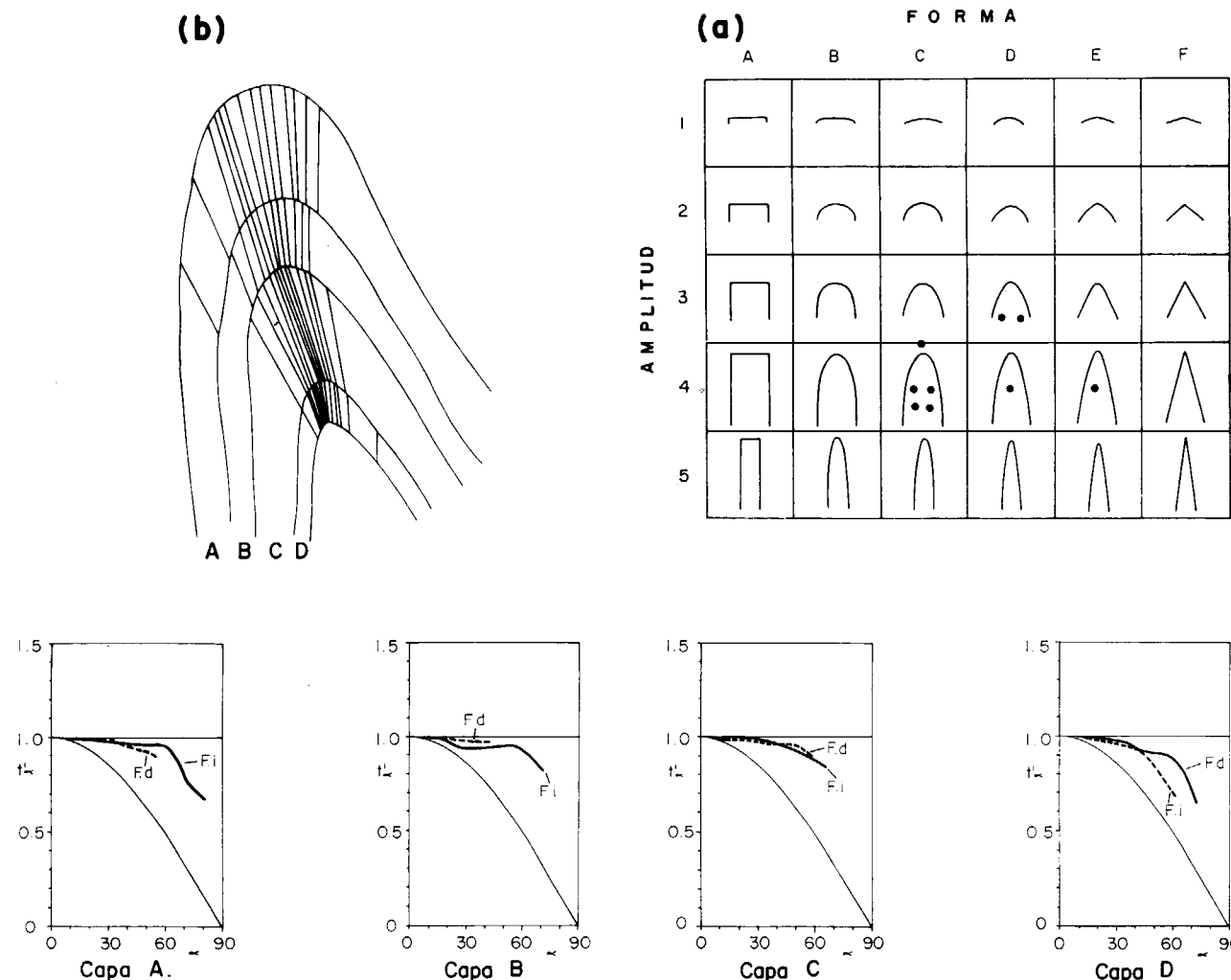


Figura 46.—a) Clasificación por el método de HUDLESTON de diversos pliegues de la generación dominante en las series siliciclásticas del sur del Domo del Garona. b) Clasificación por el método de RAMSAY de 4 capas cuarcítico-pizarrosas de un pliegue típico de la generación dominante localizado en el puerto de Orlá.

— Anticlinal de Armeros

El Anticlinal de Armeros, de menor entidad que los anteriores, se localiza al NO del Coll de Barradós, entre el pico de Armeros y la sierra de Guarbes (fig. 35). En el núcleo de este pliegue aparece la Serie de Orlá, y en el flanco inverso, situado al norte, se corta el resto de la serie ordovícica hasta las ampelitas silúricas. Este flanco inverso tiene unas dimensiones de unos 200 m. Está en posición subvertical o ligeramente invertida y ligada a él se encuentra la foliación regional dominante (S_2), que está buzando suavemente al sur (figs. 47 y 48). Al sur se encuentra el

flanco normal, que es subhorizontal, y en él las relaciones de estratificación-clivaje (S_2) indican flanco normal.

— Características generales de las estructuras de la generación dominante

Estas estructuras mayores descritas (Anticlinales de Urets, Liat y Armeros) corresponden a la generación de estructuras dominantes en el Domo del Garona. Son pliegues asimétricos o acostados y vergentes al norte, aspecto este último que ya fue puesto de manifiesto por ALON-

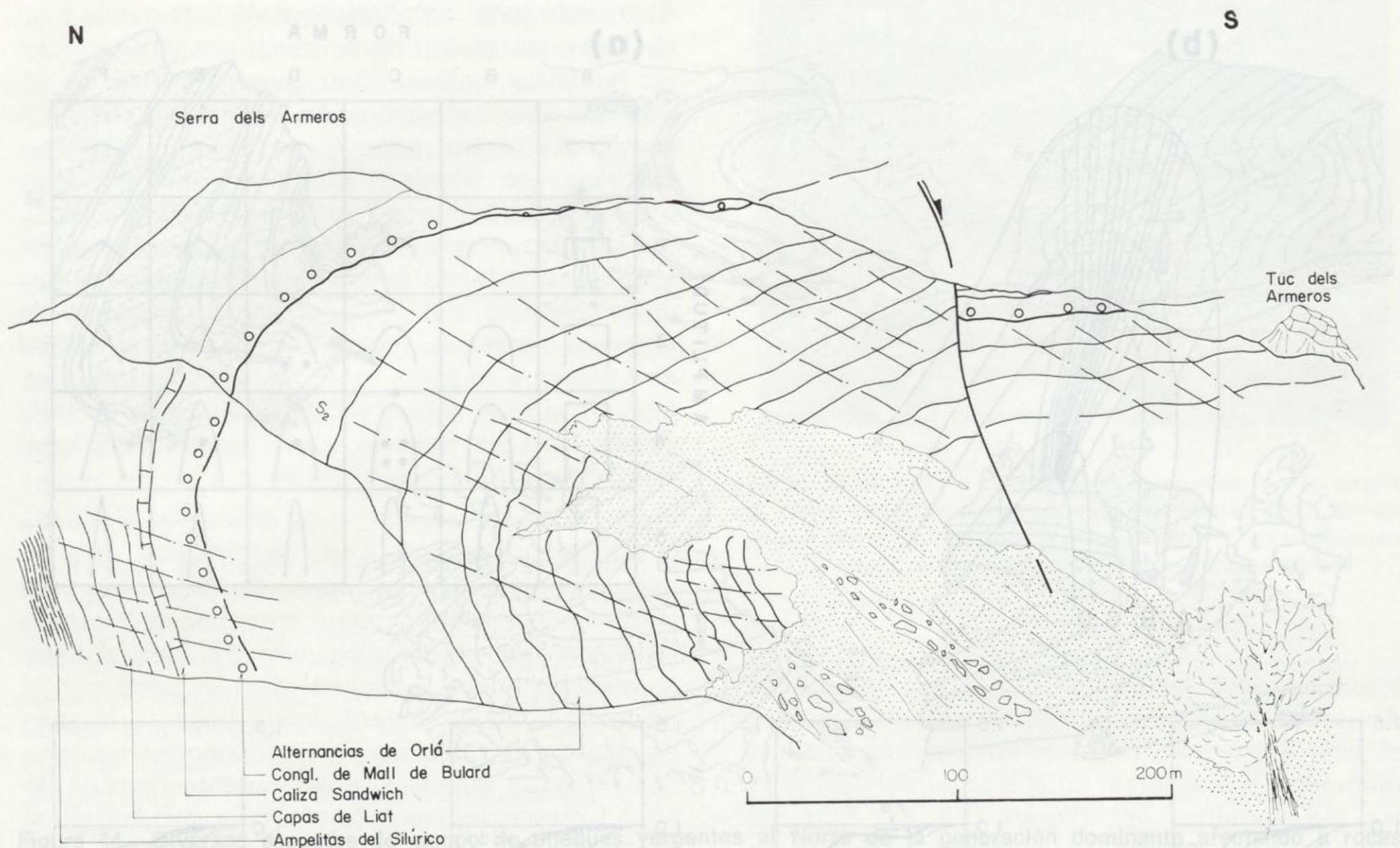


Figura 47.—Aspecto del Anticlinal de Armeros. En el flanco inverso de esta estructura se reconoce la sucesión estratigráfica desde la Serie de Orlá hasta las ampelitas del Silúrico.



Figura 48.—Planos del clivaje principal subhorizontal (S_2) en el flanco inverso del Anticlinal de Armeros. La estratificación se encuentra en posición subvertical. Norte, a la izquierda.

SO (1979) y GARCIA-SANSEGUNDO y ALONSO (1989). Se aproximan al tipo C4, según la clasificación de HUDLESTON (1973), y son del tipo

1C o incluso 2, según la clasificación de RAMSAY (1967). A estas estructuras siempre se asocia la foliación principal (S_2), que es de plano axial. Las lineaciones medidas en todo el sector SE del Domo del Garona que se relacionan con estas estructuras dominantes, en ocasiones corresponden a ejes de pliegues, y en la mayoría de los casos a la intersección entre la estratificación y el clivaje. Tienen una dirección E-O, y son subhorizontales. Sin embargo, algunas de ellas tienen direcciones muy anómalas, seguramente debido a la existencia de estructuras anteriores (fig. 49). Su localización, así como la distribución de flancos normales e inverso en el sector SE del Domo del Garona, se muestra en la figura 39.

La foliación que se asocia a estas estructuras resulta del microplegamiento de la fábrica previa (S_1). Este clivaje de crenulación (S_2) se encuentra bien desarrollado en toda la zona, tiene un carácter regional y corresponde a la foliación dominante, siendo la zona del Anticlinal de Ar-

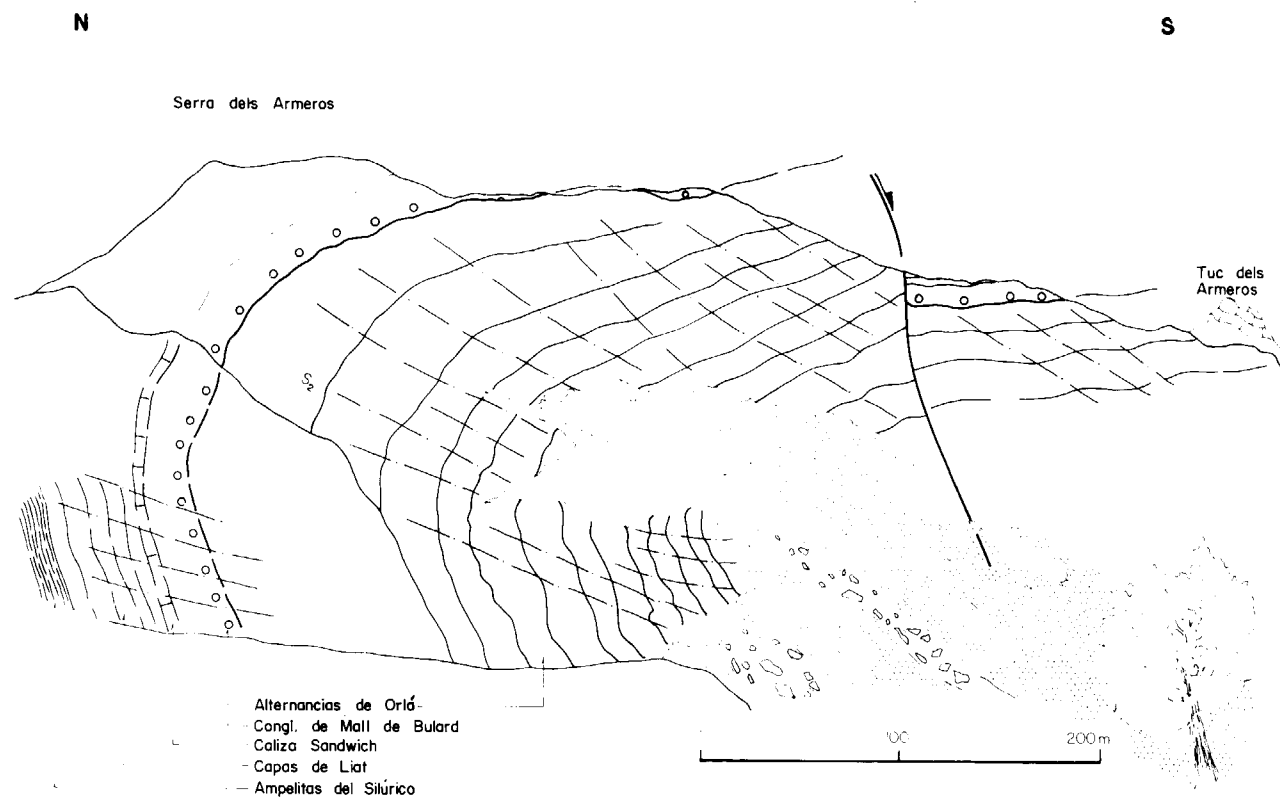


Figura 47.—Aspecto del Anticlinal de Armeros. En el flanco inverso de esta estructura se reconoce la sucesión estratigráfica desde la Serie de Orlá hasta las ampelitas del Silúrico.



Figura 48.—Planos del clivaje principal subhorizontal (S_2) en el flanco inverso del Anticlinal de Armeros. La estratificación se encuentra en posición subvertical. Norte, a la izquierda.

SO (1979) y GARCIA-SANSEGUNDO y ALONSO (1989). Se aproximan al tipo C4, según la clasificación de HUDLESTON (1973), y son del tipo

1C o incluso 2, según la clasificación de RAMSAY (1967). A estas estructuras siempre se asocia la foliación principal (S_2), que es de plano axial. Las lineaciones medidas en todo el sector SE del Domo del Garona que se relacionan con estas estructuras dominantes, en ocasiones corresponden a ejes de pliegues, y en la mayoría de los casos a la intersección entre la estratificación y el clivaje. Tienen una dirección E-O, y son subhorizontales. Sin embargo, algunas de ellas tienen direcciones muy anómalas, seguramente debido a la existencia de estructuras anteriores (fig. 49). Su localización, así como la distribución de flancos normales e inverso en el sector SE del Domo del Garona, se muestra en la figura 39.

La foliación que se asocia a estas estructuras resulta del microplegamiento de la fábrica previa (S_1). Este clivaje de crenulación (S_2) se encuentra bien desarrollado en toda la zona, tiene un carácter regional y corresponde a la foliación dominante, siendo la zona del Anticlinal de Ar-

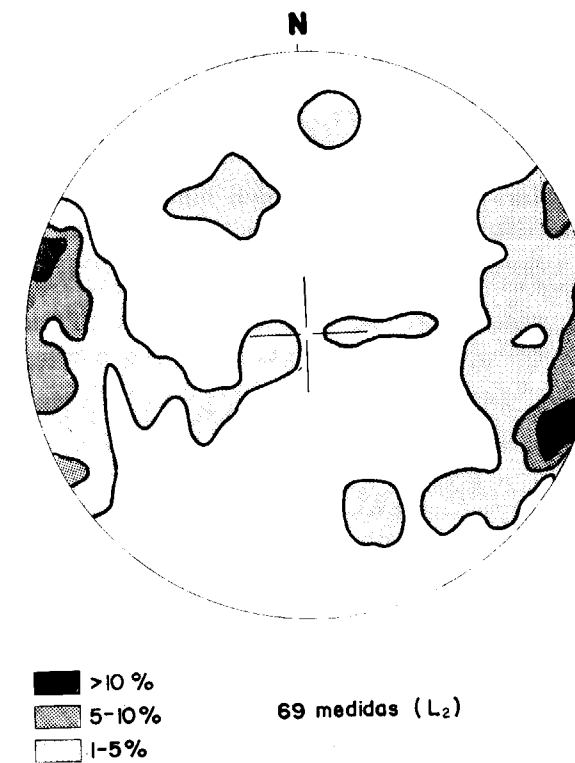


Figura 49.—Estereograma de las lineaciones de intersección (L_2) entre la estratificación y el clivaje principal (S_2), pertenecientes al SE del Domo del Garona.

meros, donde peor desarrollado se encuentra. Este clivaje de crenulación viene definido por unos planos continuos, en los que se reconocen dominios que están constituidos por moscovitas y cloritas subparalelas al clivaje de crenulación; también se reconocen acumulaciones selectivas de minerales opacos. Los microlitos se caracterizan por estar enriquecidos en cuarzo, donde la fábrica previa está en posición subperpendicular al clivaje de crenulación, y corresponden a los flancos cortos y a las charnelas de los micropliegues de la generación principal. En ocasiones este contraste entre los dominios es tan marcado que constituyen un «tectonic banding» incipiente. El grosor de los microlitos es de unas 50 micras por término medio. El desarrollo de este clivaje de crenulación en general es bueno cuando afecta a rocas lutíticas. Respecto a las areniscas, únicamente se observa una cristalización de filosilicatos según la dirección del clivaje. En la zona del lago Liat se reconocen cristalizaciones de biotitas simultáneamente al desarrollo del clivaje de crenulación (S_2) (fig. 36),

aunque también se han observado crecimientos posttectónicos de este mineral. Al norte del Tuc de Armeros se observan crecimientos de andalucitas en las ampelitas silúricas.

— Estructuras previas a las de la generación dominante

En todo el sector SE del Domo del Garona, aparte de las estructuras mayores descritas, se reconoce la existencia de un clivaje primario (S_1), de desarrollo regional. Esta foliación se reconoce algunas veces en el campo, aunque es en la lámina delgada donde mejor se observa. Se han analizado numerosas muestras en las cuales era conocida la polaridad de la serie, y las relaciones entre la estratificación y este primer clivaje (S_1), y en todos los casos se ha comprobado que esta foliación se asocia a estructuras vergentes al sur. Nunca han sido localizados pliegues ligados a ella, por lo que se puede suponer que estas primeras estructuras son de grandes dimensiones, y que en el sector estudiado únicamente aparece un gran flanco normal de esta primera generación de estructuras, que posiblemente puede llegar a tener más de 15 kilómetros.

La foliación de esta generación (S_1) se observa bien en todo el sector SE del Domo del Garona, siendo la zona del Anticlinal de Armeros, donde peor desarrollada se encuentra. Esta fábrica es una foliación regional, homogénea y penetrativa, que corresponde a un clivaje primario. En general, se encuentra definida por la orientación dimensional preferente de cristales de moscovita, clorita y cuarzo principalmente, ya que en ocasiones también se reconocen minerales opacos orientados según la dirección de este clivaje (fig. 50). El grosor de los microlitos es de unas 5 ó 10 micras. Cuando afecta a rocas lutíticas esta foliación puede ser clasificada como un clivaje pizarroso. Estas características sugieren que este clivaje se formó en unas condiciones metamórficas de bajo grado, correspondientes a la parte alta de la zona de los esquistos verdes. En algunas muestras se ha podido comprobar que este clivaje es más penetrativo que la foliación dominante (S_2). Así, en algunos niveles arenosos donde la foliación principal del dominio no llega a desarrollarse, es posible observar algunos pequeños cristales de moscovita orientados según la dirección del clivaje primario. En areniscas es frecuente observar la existencia de

texturas equigranulares, debido a la interferencia de ambas foliaciones, que indican plegamientos con vergencias contrarias (figs. 50 y 51).



Figura 50.—Clivaje de crenulación (S_2), situado en la zona de charnela de un pliegue menor que presenta un buen desarrollo en niveles pizarrosos y apenas se manifiesta en las areniscas. En los niveles pizarrosos también se observa la presencia del primer clivaje (S_1). Escala de la barra, 0,1 mm.



Figura 51.—Clivaje de crenulación (S_2) en alternancias de areniscas y pizarras de la Serie de Orlá. Las manchas oscuras corresponden a biotitas rotadas durante la formación del clivaje de crenulación. Subparalela a la estratificación, se aprecia la existencia de la primera foliación (S_1). Escala de la barra, 0,5 mm.

— Estructuras posteriores a las de la generación dominante

Deformando a las estructuras de la generación

dominante, se han reconocido una serie de fallas y pliegues, que serán descritos a continuación.

— Fallas directas

A la vista del mapa geológico núm. 1 y en los cortes geológicos de las figuras 36 y 37, se observa que el sector SE del Domo del Garona se encuentra afectado por fallas que suelen tener una dirección que varía entre E-O y NO-SE. Por lo general, son fallas directas, subverticales y con un salto que puede llegar a varios cientos de metros. Estas estructuras cortan a la foliación dominante con un ángulo de unos 60° y se ven afectadas por pliegues posteriores (ALONSO, 1979) (figs. 52 a y b). Esta circunstancia seguramente es la responsable de que en algunas ocasiones se produzca la inversión de estas fallas, lo que da lugar a que en parte de su trazado aparezcan como cabalgamientos. Aunque estas fracturas se originaron antes de algunos de los sistemas de pliegues hercínicos más tardíos, en numerosos puntos han rejugado, posiblemente incluso durante la deformación alpina.

— Cabalgamientos

Los cabalgamientos observados son de escaso desplazamiento, y generalmente se localizan próximos al contacto Ordovícico-Silúrico. En la zona de las minas de Liat, se reconoce un pequeño «klippe», que superpone las Capas de Liat sobre las ampelitas silúricas (fig. 43). En la figura 53 se observan buenos ejemplos de estas estructuras. Son cabalgamientos que deforman a la foliación dominante (S_2). Por lo general, a ellos se asocian, en sus partes frontales, pliegues de dirección E-O, que indican una vergencia sur para estas estructuras. A estos cabalgamientos van asociadas algunas de las mineralizaciones de Zn-Pb más importantes que aparecen en esta región, tal y como fue sugerido por ALONSO (1979) y MARTINEZ et al. (1982). La edad de estos cabalgamientos puede ser hercínica, ya que se ven plegados por estructuras posteriores a ellos, que se interpretan como hercínicas, tal y como se verá posteriormente.

— Pliegues derechos

Se han reconocido dos sistemas de pliegues de-

texturas equigranulares, debido a la interferencia de ambas foliaciones, que indican plegamientos con vergencias contrarias (figs. 50 y 51).



Figura 50.—Clivaje de crenulación (S₂), situado en la zona de charnela de un pliegue menor que presenta un buen desarrollo en niveles pizarrosos y apenas se manifiesta en las areniscas. En los niveles pizarrosos también se observa la presencia del primer clivaje (S₁). Escala de la barra, 0,1 mm.

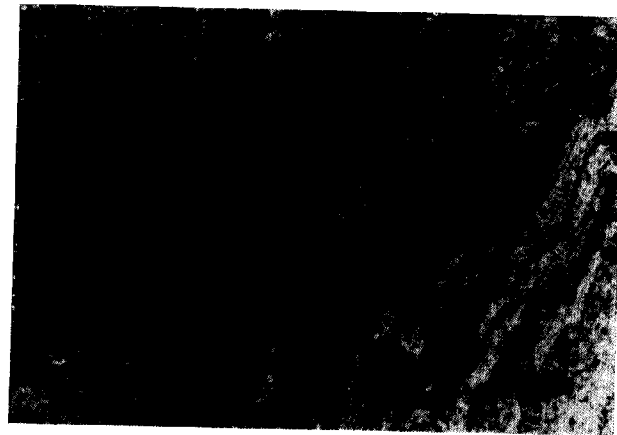


Figura 51.—Clivaje de crenulación (S₂) en alternancias de areniscas y pizarras de la Serie de Orlá. Las manchas oscuras corresponden a biotitas rotadas durante la formación del clivaje de crenulación. Subparalela a la estratificación, se aprecia la existencia de la primera foliación (S₁). Escala de la barra, 0,5 mm.

— Estructuras posteriores a las de la generación dominante

Deformando a las estructuras de la generación

dominante, se han reconocido una serie de fallas y pliegues, que serán descritos a continuación.

— Fallas directas

A la vista del mapa geológico núm. 1 y en los cortes geológicos de las figuras 36 y 37, se observa que el sector SE del Domo del Garona se encuentra afectado por fallas que suelen tener una dirección que varía entre E-O y NO-SE. Por lo general, son fallas directas, subverticales y con un salto que puede llegar a varios cientos de metros. Estas estructuras cortan a la foliación dominante con un ángulo de unos 60° y se ven afectadas por pliegues posteriores (ALONSO, 1979) (figs. 52 a y b). Esta circunstancia seguramente es la responsable de que en algunas ocasiones se produzca la inversión de estas fallas, lo que da lugar a que en parte de su trazado aparezcan como cabalgamientos. Aunque estas fracturas se originaron antes de algunos de los sistemas de pliegues hercínicos más tardíos, en numerosos puntos han rejugado, posiblemente incluso durante la deformación alpina.

— Cabalgamientos

Los cabalgamientos observados son de escaso desplazamiento, y generalmente se localizan próximos al contacto Ordovícico-Silúrico. En la zona de las minas de Liat, se reconoce un pequeño «klippe», que superpone las Capas de Liat sobre las ampelitas silúricas (fig. 43). En la figura 53 se observan buenos ejemplos de estas estructuras. Son cabalgamientos que deforman a la foliación dominante (S₂). Por lo general, a ellos se asocian, en sus partes frontales, pliegues de dirección E-O, que indican una vergencia sur para estas estructuras. A estos cabalgamientos van asociadas algunas de las mineralizaciones de Zn-Pb más importantes que aparecen en esta región, tal y como fue sugerido por ALONSO (1979) y MARTINEZ et al. (1982). La edad de estos cabalgamientos puede ser hercínica, ya que se ven plegados por estructuras posteriores a ellos, que se interpretan como hercínicas, tal y como se verá posteriormente.

— Pliegues derechos

Se han reconocido dos sistemas de pliegues de-

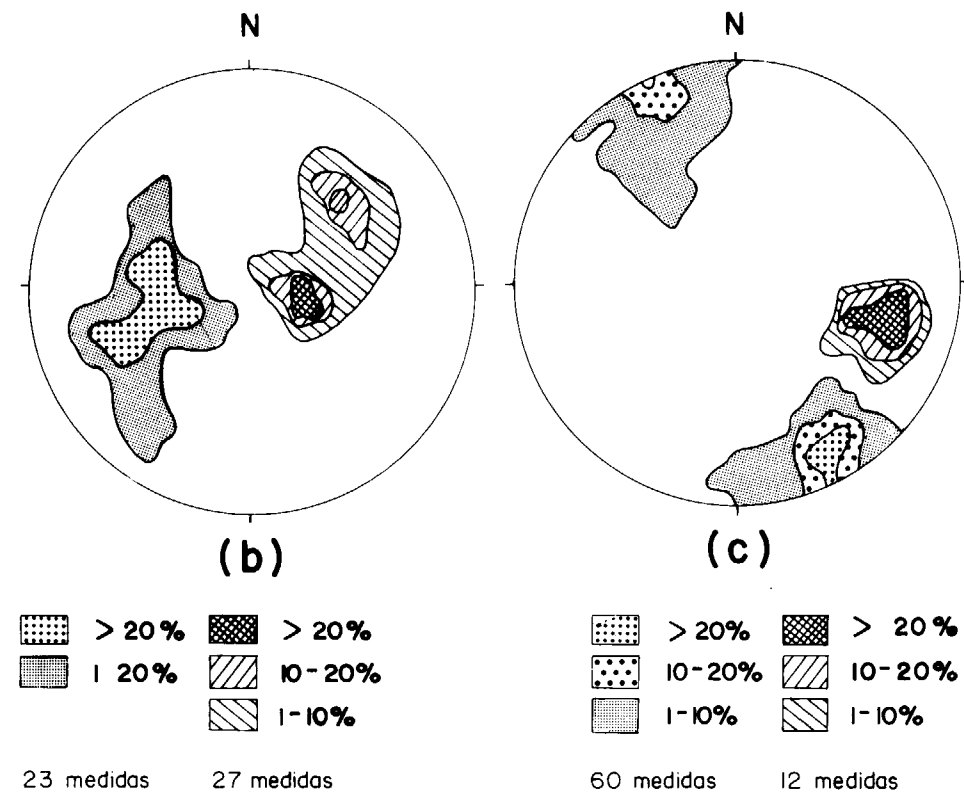
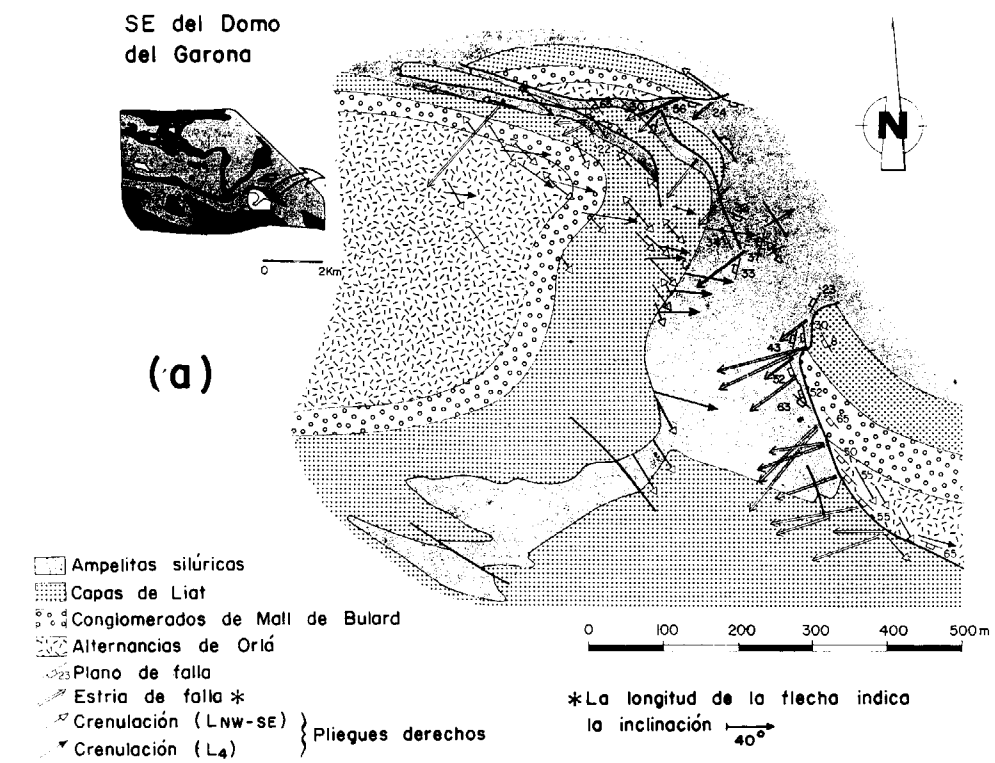


Figura 52.—a) Mapa geológico de fallas normales deformadas por los pliegues derechos con dirección E-O. b) Superficie punteada: estriás de falla. Superficie rayada: polos de planos de falla. c) Superficie punteada: lineaciones de crenulación con dirección NO-SE (L_{NO-SF}). Superficie rayada: Lineación de crenulación con dirección entre E-O y N 100 E (L₄).

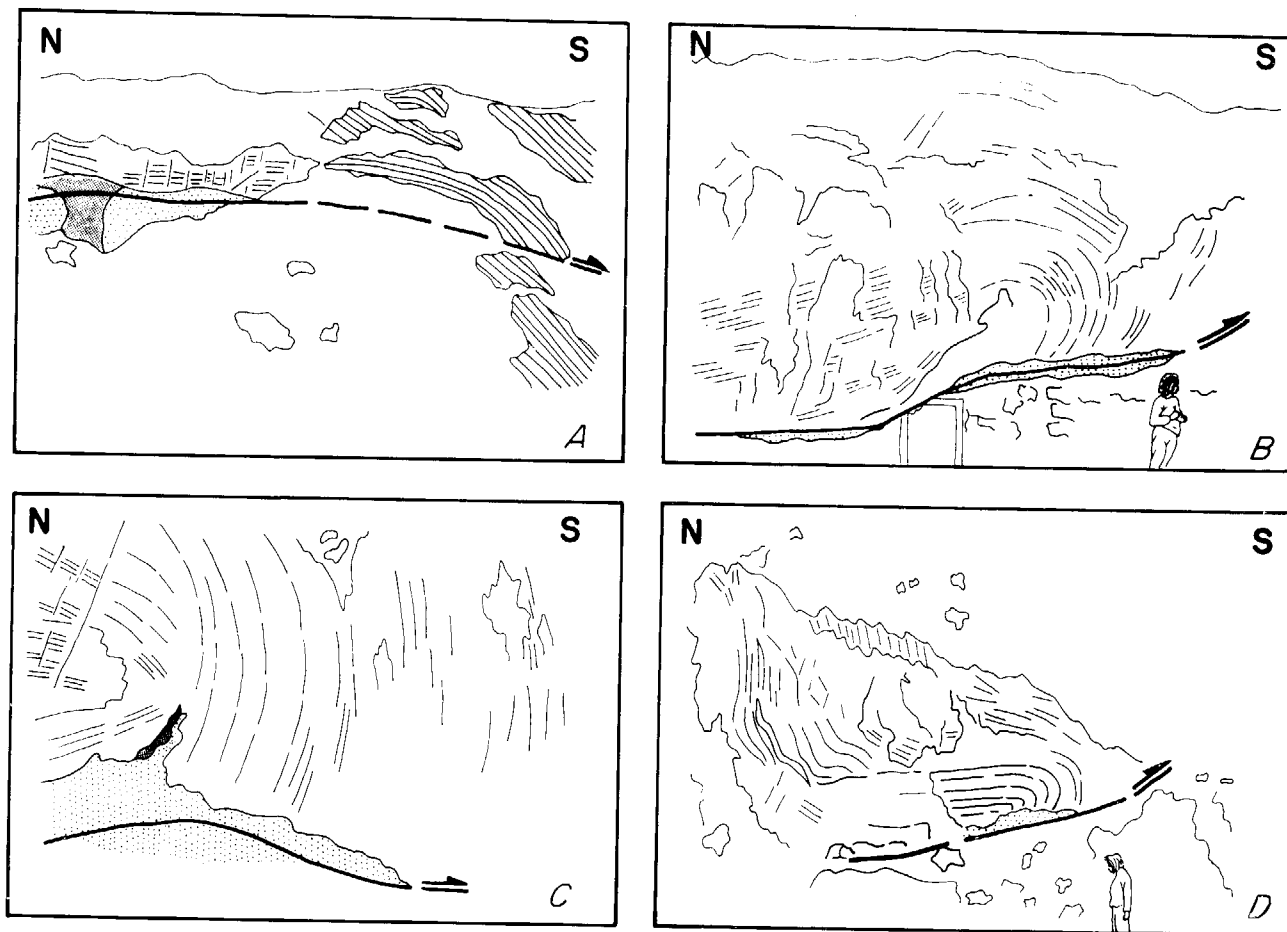


Figura 53.—Diversos aspectos de cabalgamientos mineralizados, vergentes al sur, que afectan a rocas del Ordovícico Superior y del Silúrico. Corresponden a distintas explotaciones mineras: a y b) Mina de Liat. c y d) Mina de Urets. En gris, mineralización de blenda; las áreas punteadas corresponden al mineral explotado o lixiviado. Ejemplos tomados de las fotografías de ALONSO (1979).

rechos que dan lugar a la actual configuración del Domo del Garona. En el mapa geológico número 1 y en los cortes de las figuras 36 y 37 son evidentes estas estructuras, ya que corresponden a todas las suaves flexiones que deforman las estructuras acostadas descritas anteriormente. El primer sistema de estos pliegues tiene dirección NO-SE (figs. 54 y 55), siendo la principal estructura de este sistema la que aparece en Pla de Tur (ver mapa geológico núm. 1). El segundo sistema tiene dirección E-O (figs. 56 y 57), y aunque generalmente se trata de suaves flexiones, ocasionalmente pueden ser pliegues apretados. Cuando son apretados se localizan en bandas estrechas con dirección E-O, dando geometrías de tipo similar, como los que

se muestran en la figura 56 c. La forma de estos pliegues está entre los tipos D y E, y las amplitudes entre 3 y 4, según la clasificación de HUDLESTON (fig. 58).

Las crenulaciones pertenecientes a estos dos sistemas de pliegues corresponden a micropliegues, muy generalizados en toda la zona, siendo más abundantes las del segundo sistema de pliegues (L_2) con dirección E-O, que las del primero (L_{NO-SE}) (figs. 52 c, 55 y 57).

3.4.2. Las estructuras del sector SO del Domo del Garona

Este sector ha sido denominado Domo de Bos-

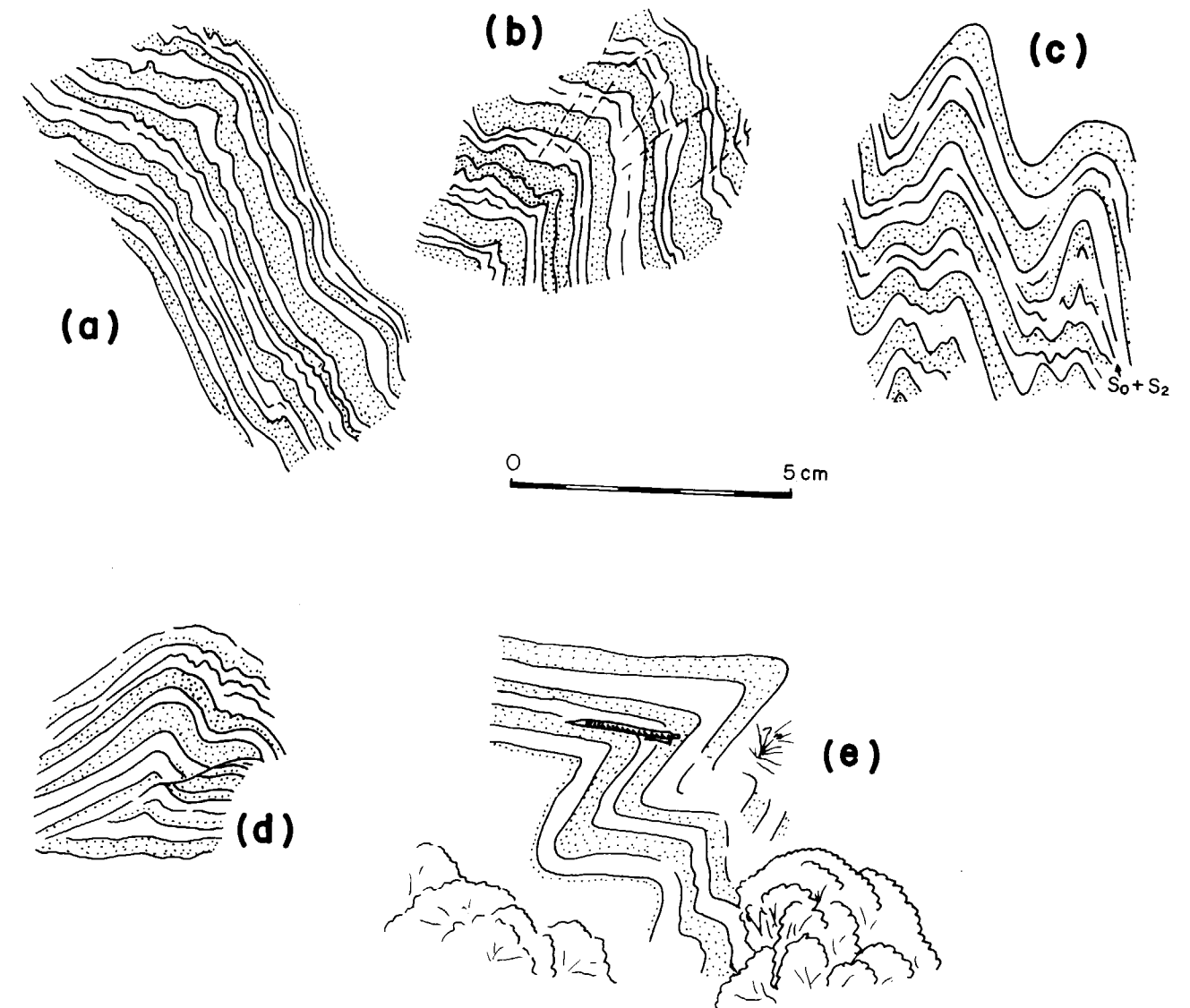


Figura 54.—Diversos aspectos de pliegues derechos (a veces inclinados) con dirección NO-SE, del sector meridional del Domo del Garona.

sost (DE SITTER y ZWART, 1962), y en él las rocas aparecen afectadas generalmente por un importante metamorfismo, mayor que en el sector suroriental. Posiblemente por este motivo no se han podido reconocer estructuras mayores, como ocurría en la parte oriental. Se observan, no obstante, cambios de las relaciones entre la estratificación y la foliación regional do-

minante (S_2), que indican la presencia de pliegues ligados al clivaje o esquistosidad principal. En algunos afloramientos se han podido reconocer algunas estructuras de esta generación. Los pliegues en esta zona son bastante semejantes a los del sector SE. Así, se reconocen pliegues del tipo C4, según la clasificación de HUDLESTON (1973) y del tipo 1C de RAMSAY (1967) (fig. 59).

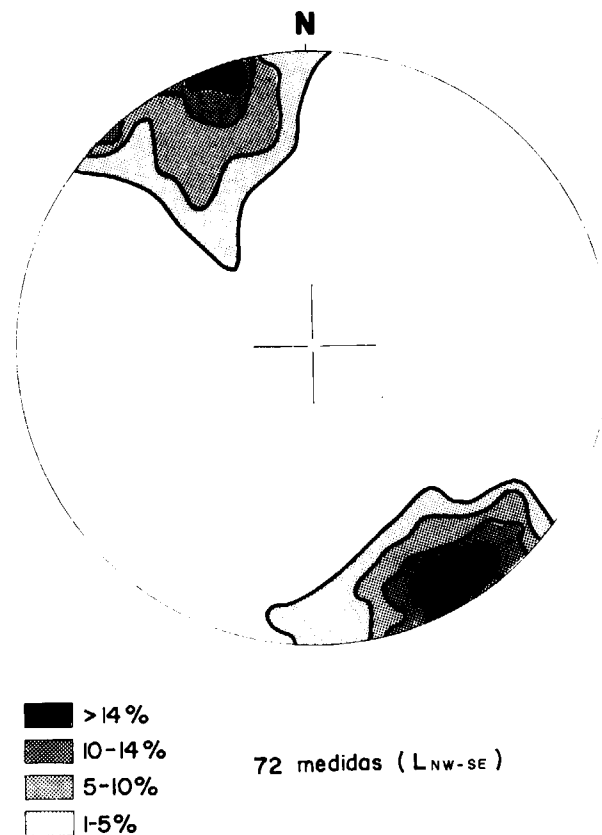


Figura 55.—Estereograma de ejes de micropliegues derechos (L_{NO-SE}) del sur del Domo del Garona.

En algunos afloramientos es posible observar la presencia de un clivaje (S_1) previo a la foliación dominante. Esta fábrica, visible principalmente en lámina delgada, aparece definida por la orientación dimensional preferente de cristales de moscovita, clorita y cuarzo. En ocasiones también se encuentran cristales de biotita orientados en la dirección de esta foliación, que puede ser clasificada como un clivaje pizarroso.

La foliación dominante (S_2) aparece generalmente definida por la orientación dimensional preferente de cristales de biotita y cuarzo, así como por otros minerales originados durante el metamorfismo, como, por ejemplo, andalucita, cordierita, estauroлита o sillimanita (figs. 60, 61 y 62). Los cristales de biotita suelen tener un tamaño que varía entre 0,3 y 0,5 mm, y los de cuarzo normalmente dan lugar a texturas equigranula-

res, donde se observa escasa deformación debido a la importante recristalización sufrida. Esta foliación puede ser clasificada como una esquistosidad, ya que, normalmente, en muestra de mano, son evidentes los elementos que la definen. En los casos en que se aprecia la existencia del clivaje anterior (fig. 63), la foliación dominante puede ser clasificada como una esquistosidad de crenulación, en la cual se observan unos microlitos ricos en cuarzo, con un grosor entre 100 y 200 micras, donde se preserva la fábrica previa. Los minerales que se han formado en unas condiciones de metamorfismo intenso, a menudo, muestran evidencias de haberse formado contemporáneamente con la esquistosidad dominante (S_2), tal y como puede ser observado en las figuras 64 y 65. Aunque también existen evidencias de que el clímax metamórfico es posterior a la deformación principal, ya que existen crecimientos postectónicos de algunos minerales (fig. 62).

Los pliegues derechos, al igual que ocurría en el sector SE del Domo del Garona, también son en esta zona las estructuras más evidentes. Los que tienen dirección NO-SE parecen encontrarse relacionados con el metamorfismo, puesto que en las proximidades del Tuc de Montlud se reconocen alineaciones de andalucitas con la misma dirección que las crenulaciones (L_{NO-SE}). A la vista de estos datos se podría interpretar que el clímax metamórfico coincide con el desarrollo de estas estructuras, y que, por tanto, es posterior a la esquistosidad principal del Domo del Garona. Por tanto, con los datos existentes se puede considerar que el clímax metamórfico tuvo lugar durante la generación principal de estructuras y posteriormente a ella.

Los pliegues derechos de dirección E-O son posteriores a todas las demás deformaciones reconocibles. Asimismo, son las estructuras más evidentes tanto a escala cartográfica como de afloramiento, ya que son numerosos los pliegues a todas las escalas de esta generación.

POUGET et al. (1988) indican que la formación de la esquistosidad dominante del Domo del Garona y el clímax del metamorfismo son eventos contemporáneos. Sin embargo, ZWART (1979) considera que el máximo del metamorfismo es posterior al desarrollo de la foliación principal. Asimismo, este último autor considera que las

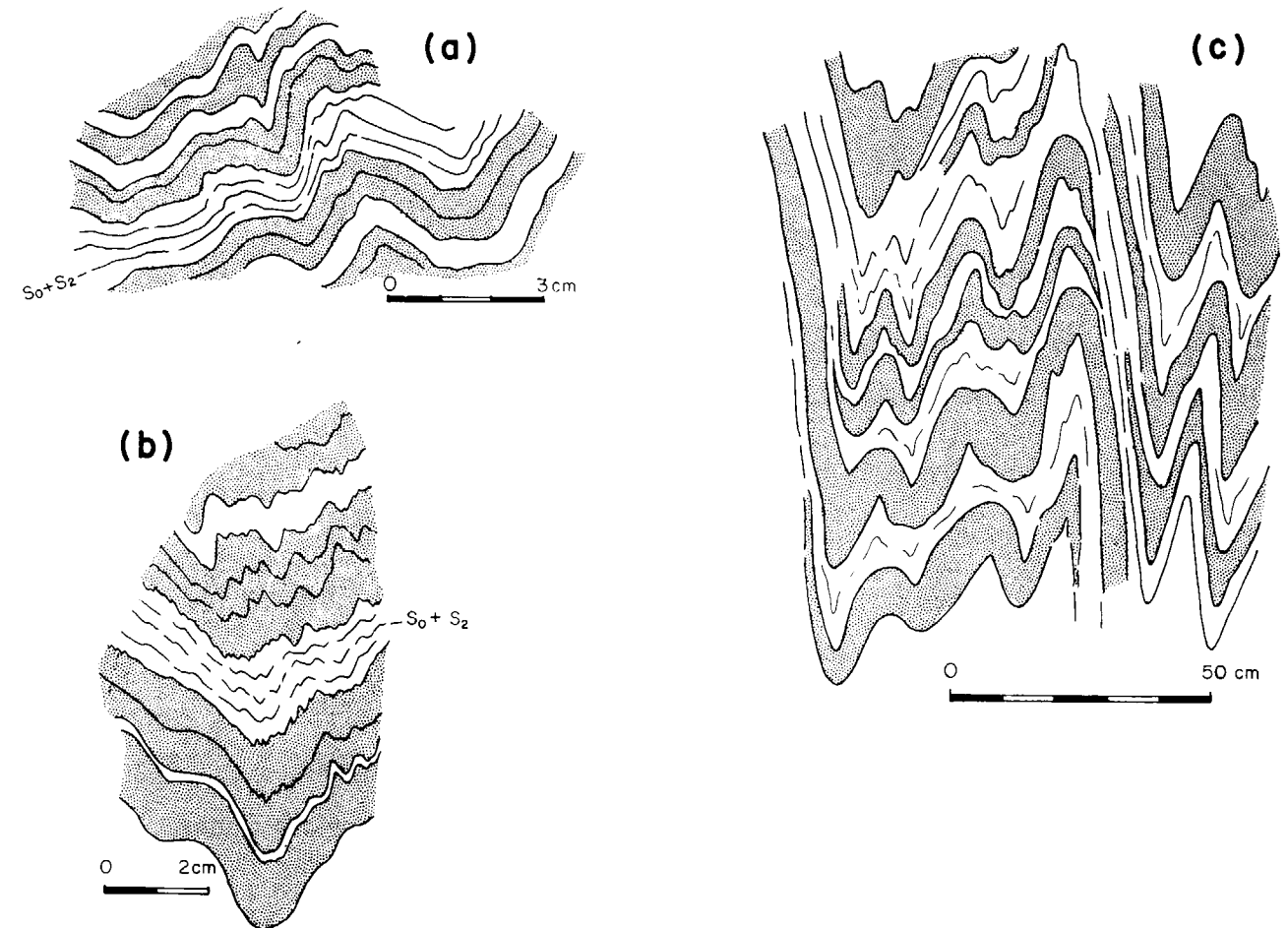


Figura 56.—Diversos aspectos de pliegues derechos con dirección E-O (P4). a y b) Caso general de pliegues con gran ángulo entre flancos. c) Caso de pliegues apretados, localizados en una banda en la estación de Angulo.

rotaciones que se pueden observar en los minerales se producen durante un reaplastamiento de la esquistosidad, previa al clímax metamórfico.

El estudio del metamorfismo en esta región ha sido realizado por ZWART (1958, 1962, 1963a, 1979 y 1986). Como ya se ha indicado en capítulos anteriores, este estudio traspasó el ámbito puramente regional, ya que este trabajo sirvió como modelo de áreas afectadas por metamorfismo de alta temperatura. ZWART (op. cit.) estableció cinco zonas de metamorfismo para el Domo de Bossost, que, como se puede observar en la figura 35, no superan los 15 kilómetros de diámetro, y que son las siguientes:

- Zona I (moscovita-clorita).
- Zona II (moscovita-biotita).
- Zona III (estauroлита-andalucita-cordierita).
- Zona IV (andalucita-cordierita).
- Zona V (cordierita-sillimanita).

En lo que a las asociaciones minerales se refiere, en la Zona II aparece cuarzo, moscovita, clorita y biotita. En la Zona III cuarzo, moscovita, biotita, estauroлита, andalucita, cordierita y, ocasionalmente, granate. En la Zona IV se reconoce la existencia de cuarzo, moscovita, biotita, andalucita y cordierita. Por último, en la Zona V aparece moscovita, biotita, cordierita, sillimanita y moscovita de segunda generación. Las condicio-

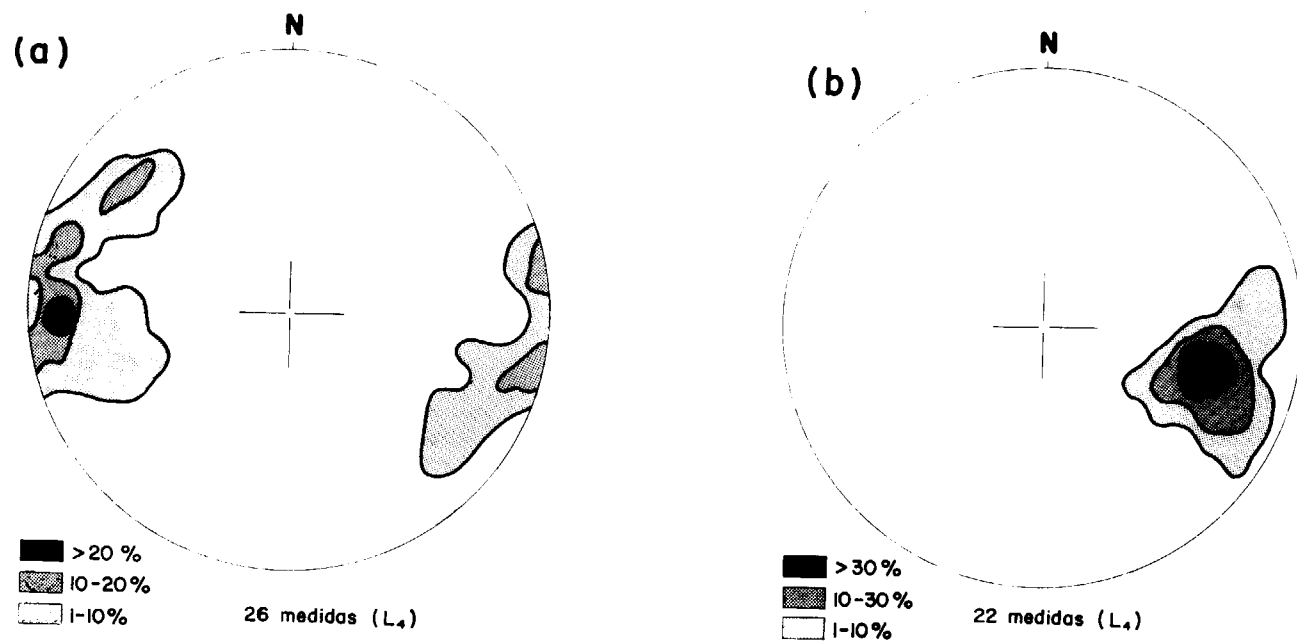


Figura 57.—Estereogramas en los que se muestran ejes de micropliegues derechos con dirección entre N-O y N 100 E (L_4), correspondientes al Domo del Garona. a) Sector SE. b) Sector SO, zona de Bausén.

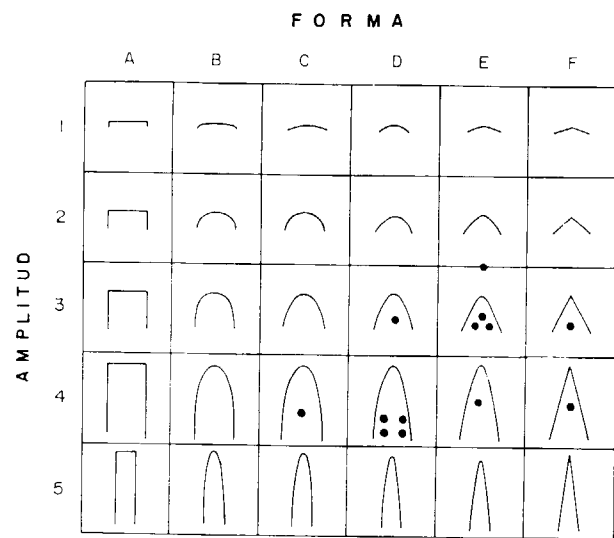


Figura 58.—Clasificación por el método de HUDLESTON de pliegues derechos y apretados con dirección E-O, pertenecientes a la estación de Angulo.

nes de presión y temperatura, según ZWART (1986), para la facies de la anfibolita, corresponderían a 540° C de temperatura y a 2 Kbars de

presión. Para condiciones de anatexia, la temperatura sería de 640° C y la presión de 2,5 Kbars. Como se puede observar, son unas condiciones metamórficas comparables a las ya observadas en otros puntos de la Cadena hercínica.

3.4.3. Recapitulación de las características de las estructuras del Domo del Garona y secuencia de formación

A partir de criterios de superposición de estructuras, desarrollo de clivajes o esquistosidades y relaciones con el metamorfismo, se han distinguido en el Domo del Garona varias fases o episodios de deformación, que ya fueron puestos de manifiesto por GARCIA-SANSEGUNDO y ALONSO (1989). Las estructuras de un mismo episodio se han agrupado teniendo en cuenta la superposición geométrica de estructuras mayores (pliegues y fallas) y microestructuras penetrativas de ámbito regional dentro del Dominio del Domo del Garona. La secuencia de estructuras, de acuerdo con los criterios mencionados, es la siguiente:

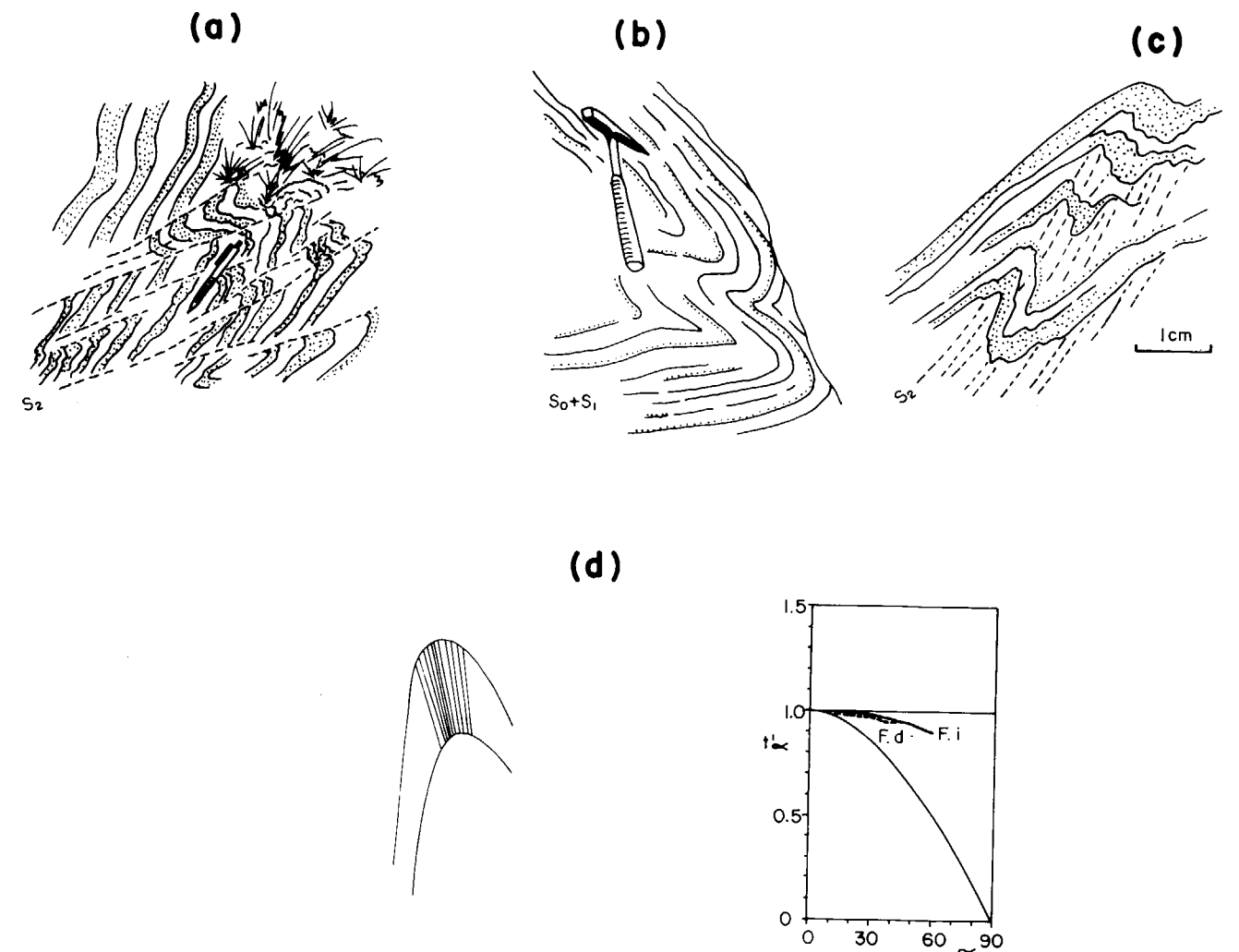


Figura 59.—a, b y c) Diversos aspectos de pliegues de la generación dominante del sector SO del Domo del Garona, situados en las proximidades del Tuc de Montludé. d) Clasificación por el método de RAMSAY de un pliegue típico de la generación dominante perteneciente a esta misma zona.

— Estructuras D1

Se trata de un clivaje primario (S_1), de extensión regional, observable principalmente en lámina delgada, no habiendo sido posible detectar pliegues asociados a él. Se han estudiado algunas secciones en las que es conocida la polaridad de la serie y se pueden observar las relaciones entre la estratificación y el clivaje (S_1), en todas ellas la vergencia deducida es hacia el sur.

Este clivaje primario está constituido generalmente por filosilicatos de pequeño tamaño. Su

desarrollo tuvo lugar en unas condiciones de metamorfismo regional de bajo grado, en facies de esquistos verdes. En niveles pelíticos este clivaje es un «slaty cleavage» bien desarrollado. Por el contrario, en niveles arenosos habitualmente no es visible, dado que la superposición de la segunda foliación da lugar a texturas equigranulares.

— Estructuras D2

Aparecen representadas por pliegues acostados, con bajo ángulo entre flancos, dirección este-

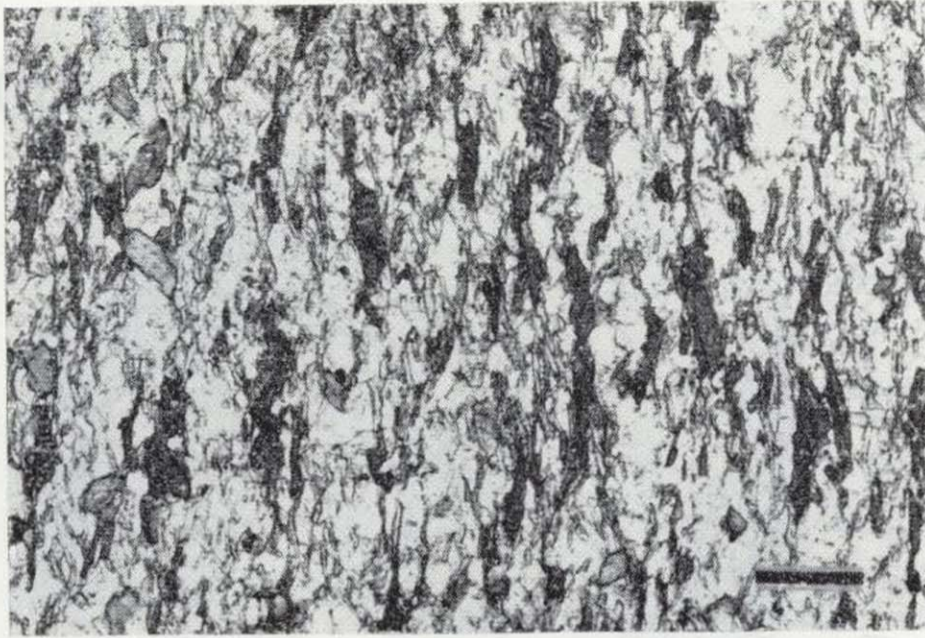


Figura 60.—Aspecto de la esquistosidad de crenulación (S_2) desarrollada en el sector SO del Domo del Garona, definida por la orientación dimensional preferente de biotita, moscovita y cuarzo. Escala de la barra, 0,1 mm.



Figura 62.—Aspecto de la esquistosidad de crenulación (S_2) del sector SO del Domo del Garona. Se observan algunas biotitas y moscovitas desorientadas, posiblemente crecidas con posterioridad al desarrollo de la esquistosidad dominante (S_2). Escala de la barra, 0,1 mm.

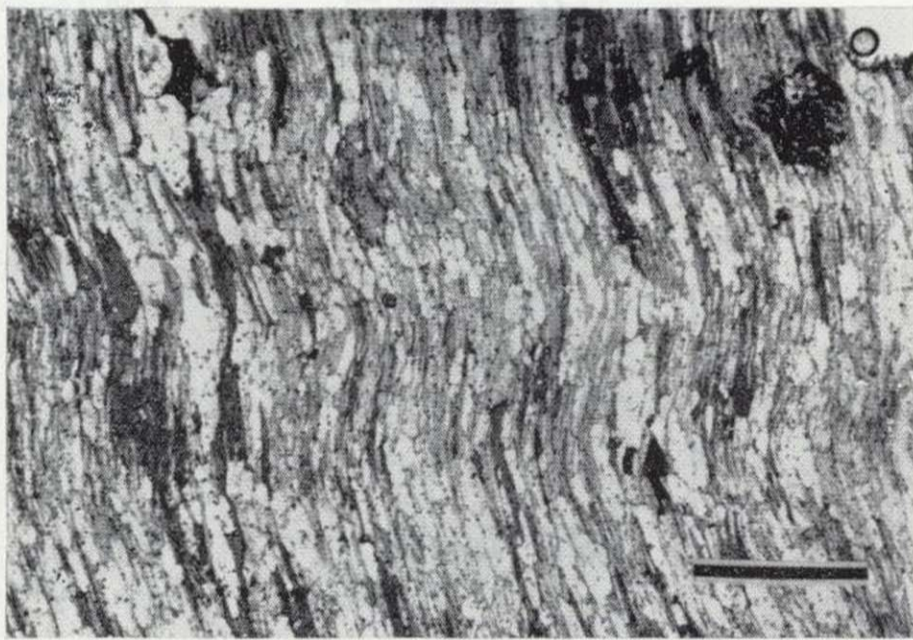


Figura 61.—Aspecto microscópico de la esquistosidad dominante del sector SO del Domo del Garona, definida principalmente por cristales de cuarzo y biotita. Escala de la barra, 0,5 mm.

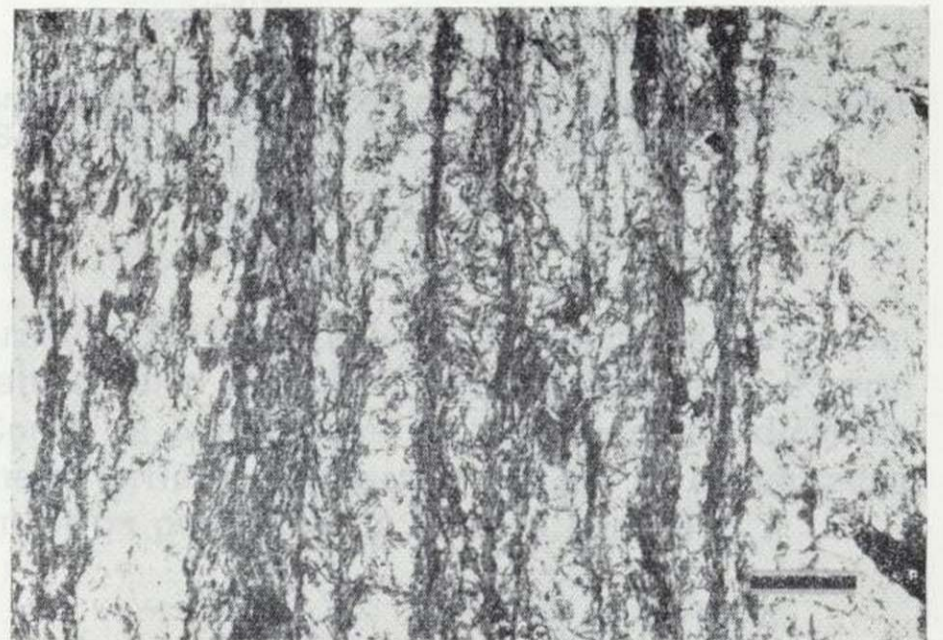


Figura 63.—Aspecto de la esquistosidad de crenulación (S_2) en el sector SO del Domo del Garona. En los microlitos se observan orientaciones de filosilicatos perpendiculares a la foliación principal, que corresponden al clivaje primario (S_1). Escala de la barra, 0,1 mm.

oeste y vergencia hacia el norte. A ellos va asociada una foliación (S_2) que es la mejor desarrollada en este dominio. La vergencia de los pliegues queda confirmada en numerosos puntos del área estudiada, donde son bien conocidas la polaridad de la serie y las relaciones estratificación-clivaje (S_2), tal como se ha mostrado en la descripción de las estructuras. Por lo general, en las zonas de charnela abundan los pliegues menores de esta fase y son raramente observables en los flancos.

La foliación (S_2) es de plano axial a los pliegues y tiene un desarrollo regional. Es un clivaje de crenulación en zonas de escaso metamorfismo, o una esquistosidad de crenulación cuando el metamorfismo es intenso. El clivaje de crenulación se desarrolla bien en niveles pelíticos, pudiendo llegar en algunos casos a dar lugar a un «tectonic banding» incipiente. Cuando afecta a areniscas se desarrolla mucho peor, dando lugar a un clivaje pizarroso grosero, o incluso no llega a formarse.



Figura 64.—Cristal de sillimanita (fibrolita), crecido según la dirección de la esquistosidad dominante en el sector SO del Domo del Garona (S_2). En la fibrolita se reconocen evidencias de rotación. Escala de la barra, 0,5 mm.

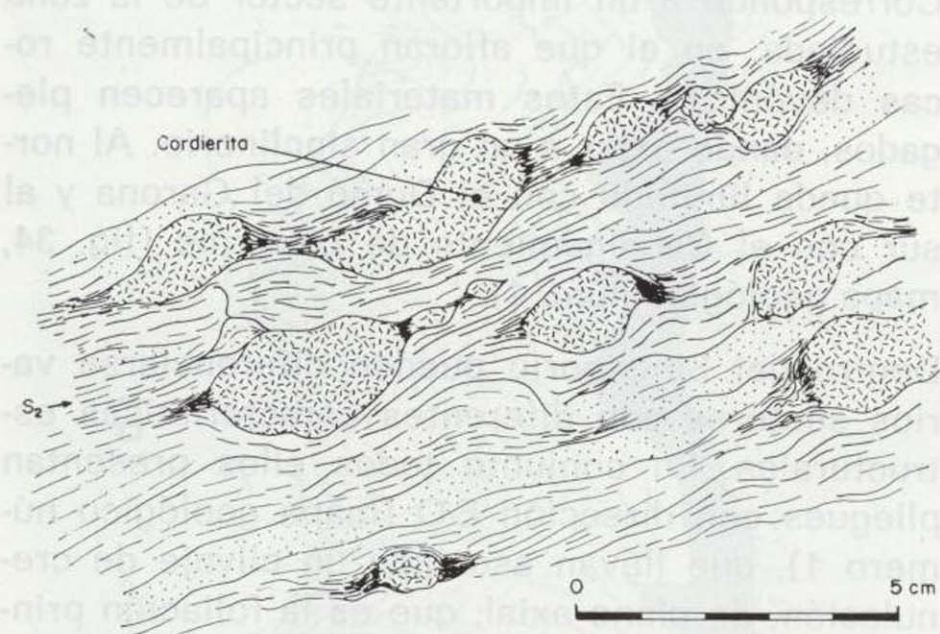


Figura 65.—Crecimientos sintectónicos con la esquistosidad dominante (S_2) de cristales de cordierita y estaurolita en el Domo de Bossost.

En áreas afectadas por intenso metamorfismo, la foliación S_2 se muestra como una esquistosidad que, en ocasiones, se puede comprobar que es de crenulación. En general, viene definida por la orientación dimensional preferente de cristales de biotita y cuarzo, así como otros minerales del metamorfismo.

En áreas de bajo grado metamórfico, se observa que el clivaje (S_2) es sincrónico o posterior al clímax metamórfico, dato que puede ser igualmente comprobado en zonas donde el metamorfismo es intenso.

— Estructuras D_3

En este dominio se han reconocido abundantes cabalgamientos con dirección N 90 E y N 130 E, que aparecen ligados a fallas inversas de bajo ángulo. En general, tienen escaso desplazamiento y van asociados a pliegues vergentes al sur. Estas estructuras corresponden a los cabalgamientos mineralizados, previos al sistema de pliegues derechos de dirección E-O.

— Estructuras D_4

Se incluye en este episodio de deformación al sistema de pliegues derechos y laxos con dirección que varía entre E-O y N 100 E (P_4). En la cartografía son las estructuras más evidentes, pues configuran la estructura actual del Domo del Garona (mapa geológico núm. 1). Estas estructuras van acompañadas de una crenulación muy penetrativa y generalizada en todo el dominio (L_4). En diversos puntos, próximos a la zona de las minas de Liat, se ha podido constatar que afectan a los cabalgamientos mineralizados del tercer episodio de deformación.

— Otras estructuras

Unas de las estructuras más evidentes en el Domo del Garona son fallas directas con dirección entre E-O y NO-SE. Estas fallas se encuentran plegadas por el sistema de pliegues derechos (P_4), por lo que su posición varía desde subvertical hasta un buzamiento de unos 45°. La historia de estas fallas parece bastante larga. Además de su juego directo, antes del desarrollo de pliegues P_4 , se han reactivado en ocasiones como cabalgamientos que incluso pudieron haber jugado durante la deformación alpina.

El sistema de pliegues derechos (P_{NO-SE}) tiene dirección entre N 150 E y N 170 E. A él va asociada una crenulación muy bien desarrollada (L_{NO-SE}). A partir de diversos criterios estructurales y a sus relaciones con el metamorfismo son anteriores al otro sistema de pliegues derechos (P_4).

— Discusión

Esta sucesión de estructuras contrasta con la propuesta por BOISSONNAS y AUTRAN (1974).

Estos autores consideran que los primeros pliegues que reconocen (P1) tienen direcciones N 30 E y N 30 O, y son previos a la foliación subhorizontal dominante. Consideran que su desarrollo es mayor cuando afectan a rocas devónico-carboníferas. Sin embargo, en este trabajo nunca se han observado las primeras estructuras (D1) fuera del Domo del Garona, como se podrá comprobar posteriormente en sucesivos capítulos.

Las estructuras que estos autores consideran de segunda generación (P2) corresponden a los pliegues vergentes al norte, descritos en este trabajo (estructuras D2). Por último, BOISSONNAS y AUTRAN (1974) consideran que las últimas estructuras en formarse corresponden a dos sistemas de pliegues derechos que deforman a la foliación dominante. Ambos sistemas de pliegues son correlacionables con los pliegues derechos (P_{NO-SE} y P4) descritos en este trabajo.

La comparación de la secuencia de formación de estructuras con otros autores que trabajaron en la zona (ZWART, 1963b y 1979; POUGET et al., 1988, y VAN DEN ECKHOUT y ZWART, 1988) será analizada más adelante, en el capítulo 3.7. La causa principal por la que no se realiza en este capítulo es que se hace necesario contar con la descripción y secuencia de formación de estructuras del Dominio del Valle de Arán, así como su relación con el Domo del Garona.

En lo referente al metamorfismo, ZWART (1979) considera que el clímax es posterior al desarrollo de clivaje principal. Sin embargo, admite que existe un reaplastamiento de esta foliación posteriormente al clímax metamórfico, produciéndose la rotación de algunos minerales crecidos durante el metamorfismo. Asimismo, GUERIN (1979) y VERNHET (1981) sitúan el clímax metamórfico entre la generación principal de estructuras y el desarrollo de pliegues derechos. Por otra parte, POUGET et al. (1988) consideran que el clímax del metamorfismo tiene lugar durante el desarrollo de la generación principal de estructuras.

En el presente trabajo se han observado evidencias de la coincidencia entre el clímax metamórfico y el desarrollo de las estructuras dominantes. El reaplastamiento apuntado por ZWART (1979) puede ser cierto en zonas donde el me-

tamorfismo es intenso; sin embargo, en este trabajo se han reconocido crecimientos sintectónicos de biotita en áreas con escaso metamorfismo, donde, a la vista de las estructuras existentes, no parece que se haya producido un reaplastamiento de la foliación dominante. Por otra parte, no se debe descartar la posibilidad de que el clímax metamórfico haya sido posterior a la deformación principal, al menos en parte, ya que se han observado crecimientos de andalucitas en relación con los pliegues derechos de dirección NO-SE, posteriores a la deformación dominante.

3.5. LA ESTRUCTURA DEL DOMINIO DEL VALLE DE ARAN

Corresponde a un importante sector de la zona estudiada, en el que afloran principalmente rocas devónicas. Estos materiales aparecen plegados, dando lugar a un gran sinclinorio. Al norte queda limitado con el Domo del Garona y al sur con el Cabalgamiento de Gavarnie (fig. 34, mapa geológico núm. 1).

Dentro del Sinclinorio pueden diferenciarse varios sectores con diferentes características estructurales. En conjunto todos ellos presentan pliegues con dirección E-O (mapa geológico número 1), que llevan asociado un clivaje de crenulación, de plano axial, que es la foliación principal en este dominio (S₃ *). Además, se reconocen otros pliegues, con dirección parecida a los anteriores y vergencia norte. Estas últimas estructuras aparecen deformadas por el sistema anterior y se reflejan mal en la cartografía, pero aparecen bien caracterizadas en los cortes geológicos (fig. 66). La descripción se hará separadamente para tres sectores: septentrional, central y meridional, y las características generales de las estructuras serán tratadas posteriormente en el capítulo 3.5.4.

* En adelante se denominará S₃ al clivaje de crenulación o primario, asociado a las estructuras subverticales de la generación principal de los dominios del Valle de Arán y de la Alta Ribagorça. Como posteriormente se interpretará, una vez establecida la secuencia de deformación de estructuras para el área estudiada, estas estructuras son consideradas como pertenecientes al tercer episodio de deformación (D3).



Figura 66.—Cortes geológicos del Sinclinorio del Valle de Arán. a) Parte oriental. b) Parte occidental. 1) Granitoides del Domo de Bossost. 2) Rocas carboníferas. 3) Areniscas y lutitas devónicas. 4) Calizas. 5) Ampelitas silúricas. 6) Rocas presilúricas. Localización en figura 18. El corte a) corresponde a la parte meridional del corte A-B, situado en el mapa geológico número 1.

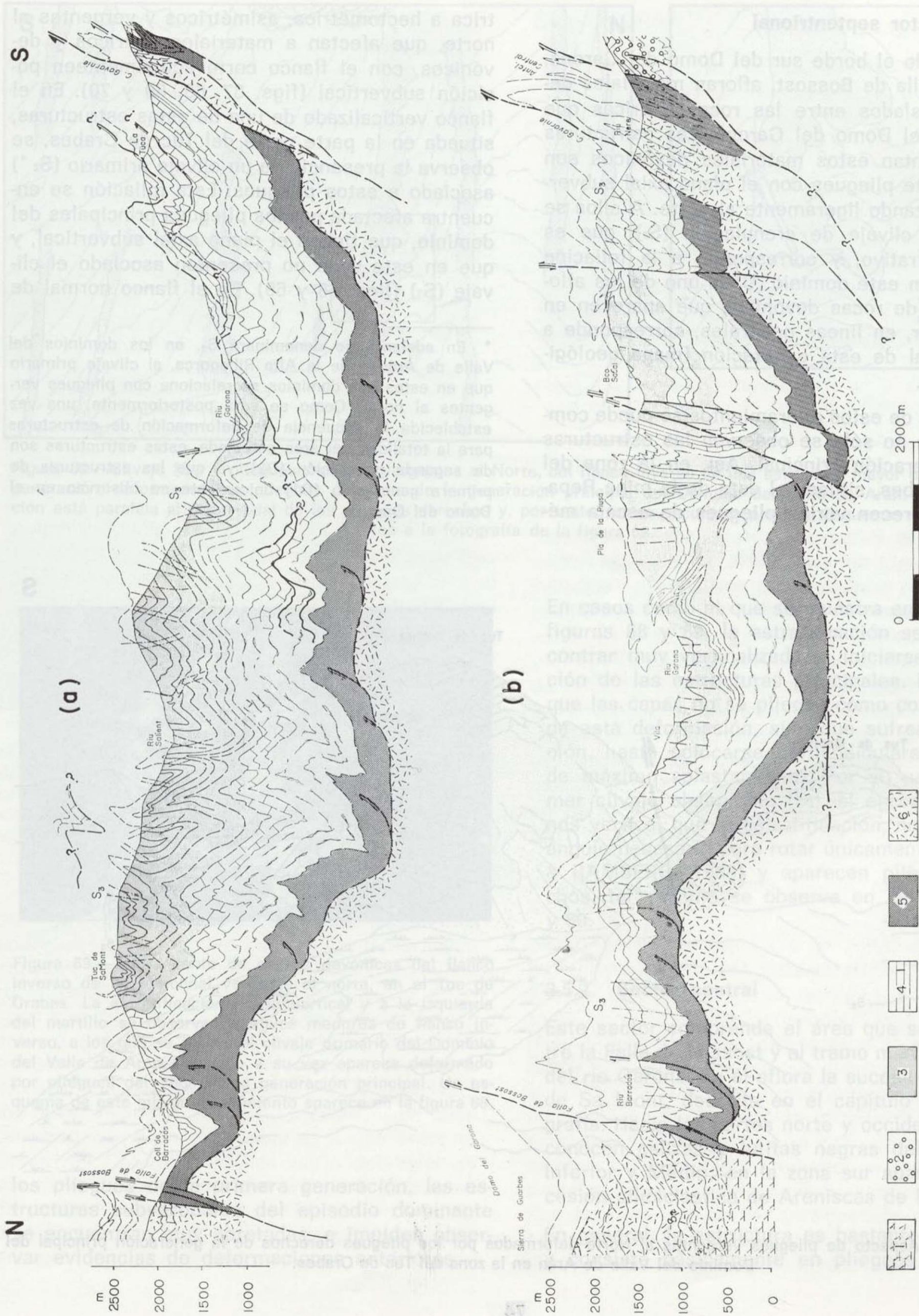


Figura 66.—Cortes geológicos del Sinclinorio del Valle de Arán. a) Parte oriental. b) Parte occidental. 1) Granitoides del Domo de Bossost. 2) Rocas carboníferas. 3) Areniscas de las Bordas. 4) Calizas y lutitas devónicas. 5) Ampelitas silúricas. 6) Rocas presilúricas. Localización en figura 18. El corte a) corresponde a la parte meridional del corte A-B, situado en el mapa geológico número 1.

3.5.1. Sector septentrional

Flanqueando el borde sur del Domo del Garona, hasta la falla de Bossost, afloran materiales devónicos aislados entre las rocas silúricas que circundan el Domo del Garona. Las estructuras que presentan estos materiales devónicos son básicamente pliegues con el plano axial subvertical, o buzando ligeramente al norte. A ellos se asocia un clivaje de crenulación (S_3), que es muy penetrativo, y corresponde a la foliación principal en este dominio. Cada uno de los afloramientos de rocas devónicas que aparecen en este sector, en líneas generales, corresponde a un sinclinal de esta generación (mapa geológico núm. 1).

En algunos de estos afloramientos se puede comprobar que no sólo se observan las estructuras de la generación principal. Así, en la zona del Tuc de Crabes, situada al este de la mina Reparadora, aparecen varios pliegues de escala mé-

trica a hectométrica, asimétricos y vergentes al norte, que afectan a materiales silúricos y devónicos, con el flanco corto actualmente en posición subvertical (figs. 67, 68, 69 y 70). En el flanco verticalizado de una de estas estructuras, situada en la parte norte del Tuc de Crabes, se observa la presencia de un clivaje primario (S_2) asociado a estos pliegues. Esta foliación se encuentra afectada por los pliegues principales del dominio, que tienen el plano axial subvertical, y que en este caso no presentan asociado el clivaje (S_3) (figs. 68 y 69). En el flanco normal de

* En adelante se denominará S_2 en los dominios del Valle de Arán y de la Alta Ribagorça, al clivaje primario que en estos dos dominios se relaciona con pliegues vergentes al norte. Como se verá posteriormente, una vez establecida la secuencia de deformación de estructuras para la totalidad del área estudiada, estas estructuras son de segunda generación (D2), ya que las estructuras de primera generación (D1) únicamente se observan en el Domo del Garona.

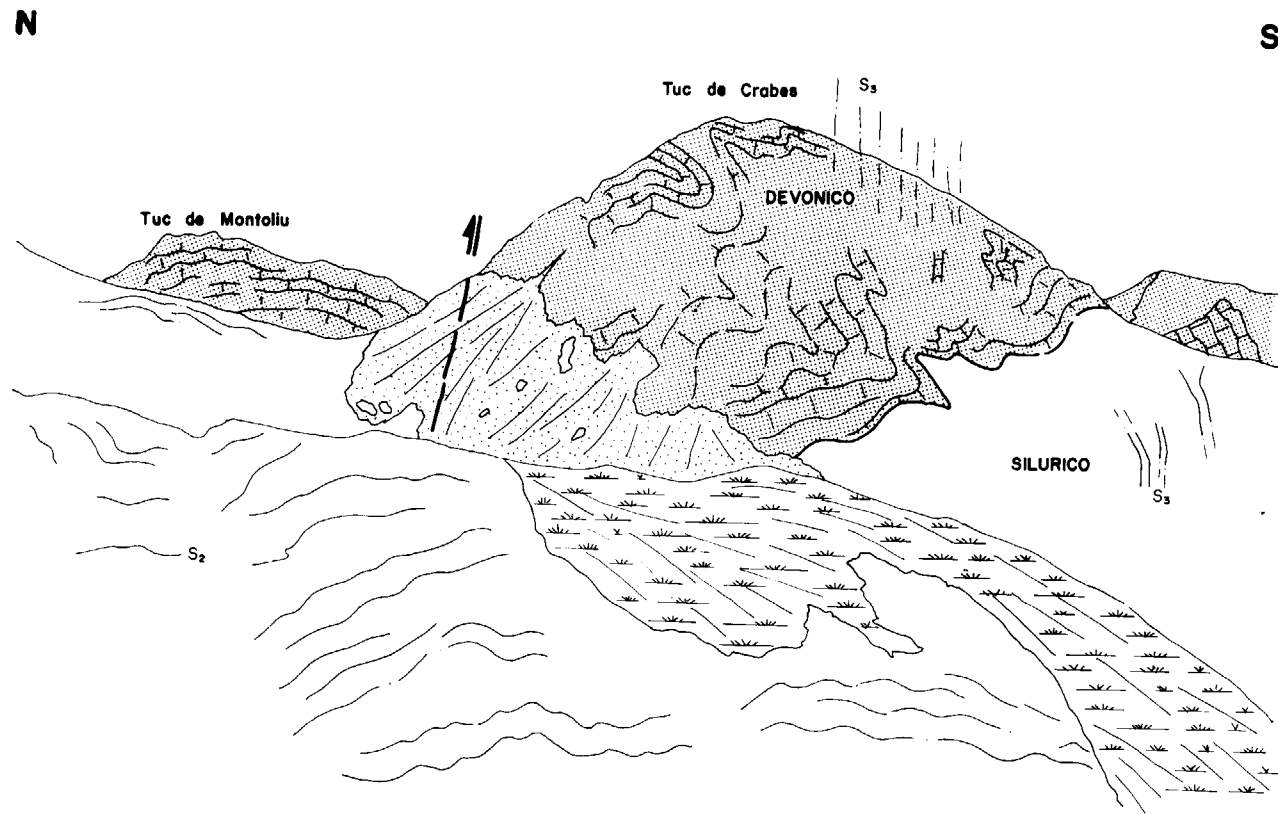


Figura 67.—Aspecto de pliegues vergentes al Norte deformados por los pliegues derechos de la generación principal del Dominio del Valle de Arán en la zona del Tuc de Crabes.

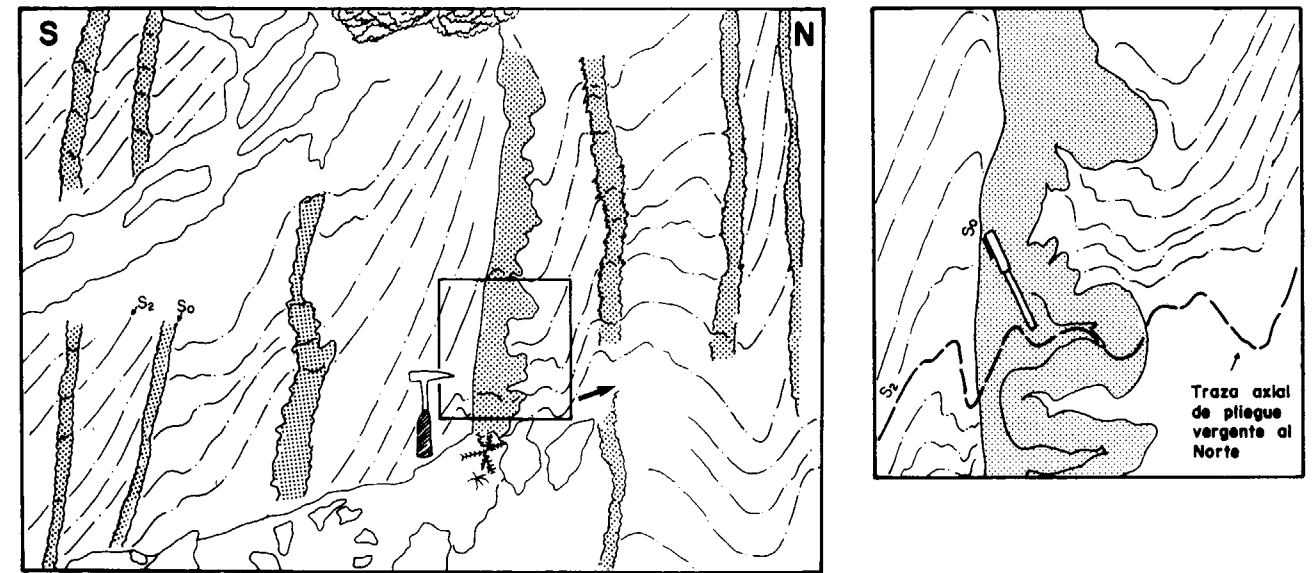


Figura 68.—Clivaje (S_2) y pliegues menores vergentes al Norte, del flanco inverso de una estructura mayor de esta misma generación; deformados por pliegues derechos de la generación principal del Dominio del Valle de Arán. La estratificación está paralela al plano axial de los pliegues derechos y, por tanto, no se encuentra plegada. Esquemas correspondientes a la fotografía de la figura 69.

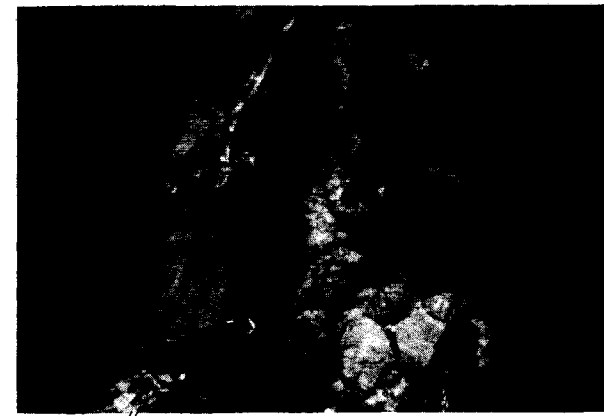


Figura 69.—Afloramiento de calizas devónicas del flanco inverso de un anticlinal vergente al norte, en el Tuc de Crabes. La estratificación es subvertical y a la izquierda del martillo se observan pliegues menores de flanco inverso, a los que se asocia el clivaje primario del Dominio del Valle de Arán (S_2), que a su vez aparece deformado por pliegues derechos de la generación principal. Un esquema de este mismo afloramiento aparece en la figura 68.

los pliegues de la primera generación, las estructuras subverticales del episodio dominante se encuentran muy apretadas, e impiden observar evidencias de deformaciones anteriores.

En casos como el que se muestra en las citadas figuras 68 y 69, la estratificación se debía encontrar muy verticalizada al iniciarse la formación de las estructuras principales. Es por ello que las capas no se pliegan como consecuencia de esta deformación, sino que sufren una rotación, hasta colocarse perpendiculares al plano de máximo aplastamiento. Por su parte el primer clivaje observable (S_2), al encontrarse menos vertical que la estratificación, no alcanza el ángulo necesario para rotar únicamente (GHOSH & RAMBERG, 1968) y aparecen pliegues derechos, tal y como se observa en las figuras 68 y 69.

3.5.2. Sector central

Este sector comprende el área que se sitúa entre la Falla de Bossost y el tramo más meridional del río Garona. En él aflora la sucesión devónica de Sa Mont, descrita en el capítulo de estratigrafía. Hacia las partes norte y occidental se reconocen calizas y lutitas negras del Devónico Inferior y Medio; en la zona sur aparece la sucesión silicioclástica de Areniscas de las Bordas.

En general, la estructura es bastante monótona y consiste básicamente en pliegues derechos,

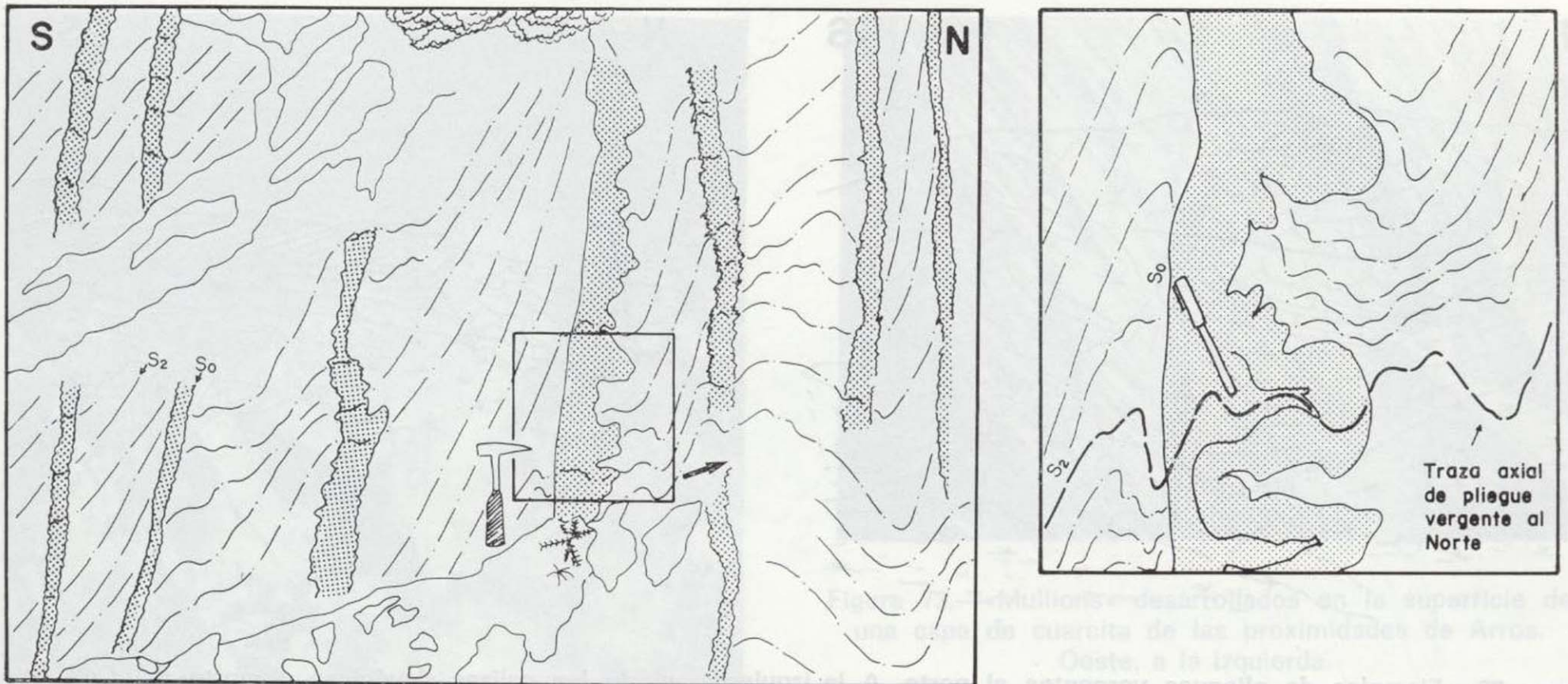


Figura 68.—Clivaje (S_2) y pliegues menores vergentes al Norte, del flanco inverso de una estructura mayor de esta misma generación, deformados por pliegues derechos de la generación principal del Dominio del Valle de Arán. La estratificación está paralela al plano axial de los pliegues derechos y, por tanto, no se encuentra plegada. Esquemas correspondientes a la fotografía de la figura 69.



Figura 69.—Afloramiento de calizas devónicas del flanco inverso de un anticlinal vergente al norte, en el Tuc de Crabes. La estratificación es subvertical y a la izquierda del martillo se observan pliegues menores de flanco inverso, a los que se asocia el clivaje primario del Dominio del Valle de Arán (S_2), que a su vez aparece deformado por pliegues derechos de la generación principal. Un esquema de este mismo afloramiento aparece en la figura 68.

probarse como en esta zona el límite entre el Domo del Garona y el Sinclinal del Valle de Arán. En los pliegues de la primera generación, las estructuras subverticales del episodio dominante se encuentran muy apretadas, e impiden observar evidencias de deformaciones anteriores.

En casos como el que se muestra en las citadas figuras 68 y 69, la estratificación se debía encontrar muy verticalizada al iniciarse la formación de las estructuras principales. Es por ello que las capas no se pliegan como consecuencia de esta deformación, sino que sufren una rotación, hasta colocarse perpendiculares al plano de máximo aplastamiento. Por su parte el primer clivaje observable (S_2), al encontrarse menos vertical que la estratificación, no alcanza el ángulo necesario para rotar únicamente (GHOSH & RAMBERG, 1968) y aparecen pliegues derechos, tal y como se observa en las figuras 68 y 69.

3.5.2. Sector central

Este sector comprende el área que se sitúa entre la Falla de Bossost y el tramo más meridional del río Garona. En él aflora la sucesión devónica de Sa Mont, descrita en el capítulo de estratigrafía. Hacia las partes norte y occidental se reconocen calizas y lutitas negras del Devónico Inferior y Medio; en la zona sur aparece la sucesión siliciclástica de Areniscas de las Bordas.

En general, la estructura es bastante monótona y consiste básicamente en pliegues derechos,

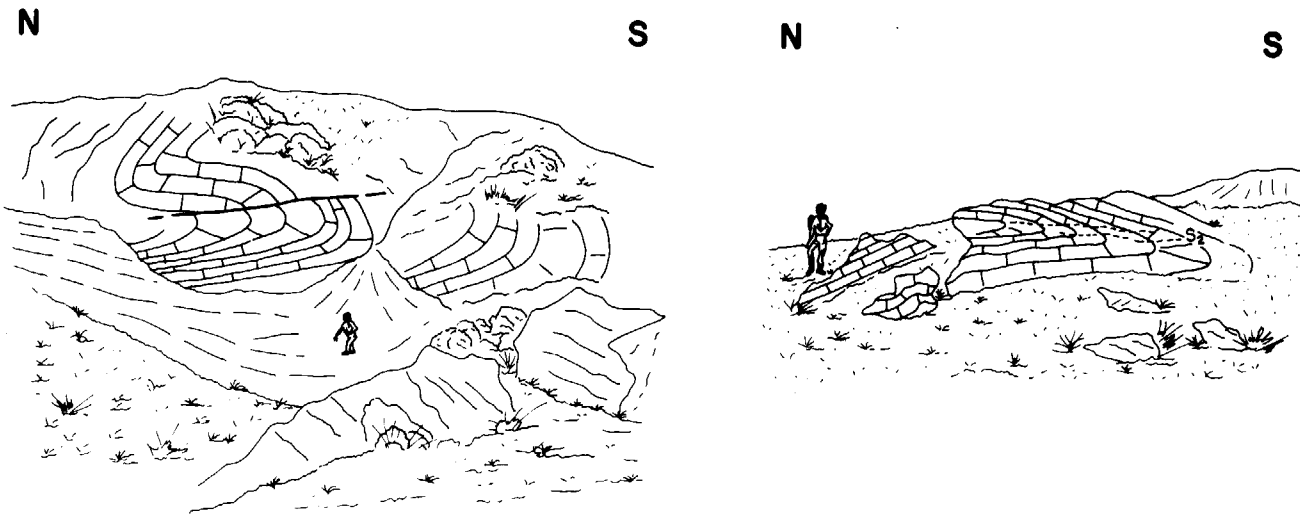


Figura 70.—Ejemplos de pliegues vergentes al norte. A la izquierda, el de las calizas devónicas al norte del Coll de Barradós. A la derecha, ejemplo de un afloramiento localizado al sur del Tuc de Crabes.

con dirección E-O, a los que se asocia la foliación dominante del Sinclinorio del Valle de Arán (S_3). El plano axial de estas estructuras tiene un buzamiento que oscila entre unos 70° y subvertical. Como puede observarse en la figura 66, son pliegues bastante apretados, que en conjunto conforman el núcleo del Sinclinorio del Valle de Arán y su flanco norte (fig. 71). Es frecuente que los pliegues lleven asociados «mullions» y

«boudins» en los flancos cuyos ejes coinciden con los de las lineaciones de intersección entre la estratificación y el clivaje de crenulación (S_2) (ver figs. 72 y 73). Este paralelismo de las direcciones, y el lugar donde se localizan los «boudins», sugieren una estrecha relación entre ambos tipos de estructuras. La traza axial del Sinclinorio del Valle de Arán pasa aproximadamente por Arròs y monte Arenyo (mapa geológico nú-

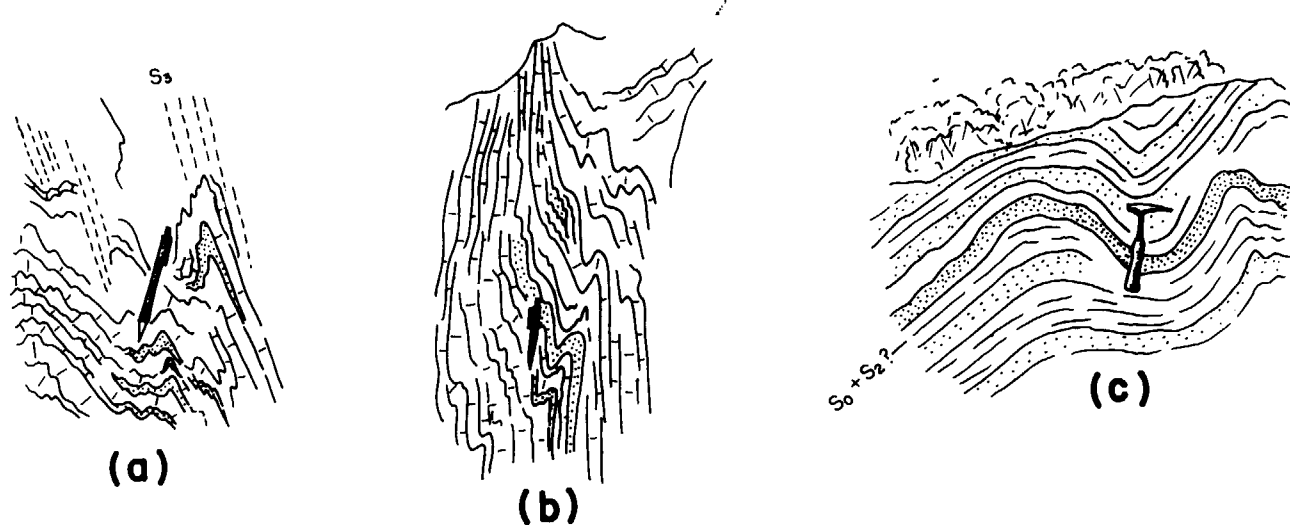


Figura 71.—Aspecto de pliegues de la generación dominante del sector central del Dominio del Valle de Arán. a y b) Pliegues desarrollados en calizas. c) Pliegues desarrollados en cuarcitas y lutitas.

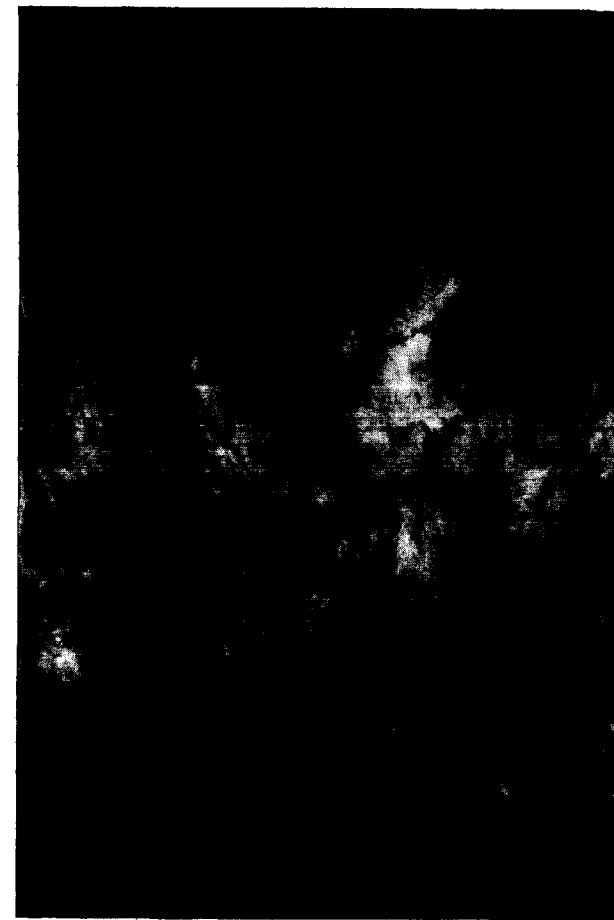


Figura 72.—Superficie de estratificación en las proximidades de Viella, donde se observan unas lineaciones que corresponde a cuellos de «boudin», cuya dirección coincide con la de los ejes de los pliegues de la generación dominante del Sinclinorio del Valle de Arán.

mero 1). En la zona situada al este de Vilamòs aparecen algunas de las estructuras mejor desarrolladas de este sector (mapa geológico número 1), tratándose de una serie de pliegues derechos que afectan a las calizas del Devónico más bajo. A estos pliegues se asocia el clivaje dominante (S_3) y tienen los ejes inclinados hacia el este, lo cual puede ser observado a la vista del mapa geológico número 1, donde puede comprobarse cómo en esta zona el límite entre el Domo del Garona y el Sinclinorio del Valle de Arán viene marcado por una línea N-S. Esta línea es donde se produce el cambio de inclinación de los ejes de los pliegues de la generación dominante.



Figura 73.—«Mullions» desarrollados en la superficie de una capa de cuarcita de las proximidades de Arros. Oeste, a la izquierda.

En lo referente a las estructuras previas a la generación de pliegues dominante, la única claramente reconocible es un clivaje primario (S_2) observable principalmente en láminas delgadas, y ocasionalmente en algunos afloramientos. El análisis de las relaciones entre la estratificación y el clivaje (S_2), cuando es conocida la polaridad de la serie, muestra que esta foliación se relaciona con estructuras vergentes al norte. En algunos casos, como ocurre en la ladera izquierda del río Barradós, aparecen abundantes relaciones de este tipo, que sugieren la existencia de un flanco inverso de pliegue vergente al norte (fig. 74). Situaciones similares a esta también fueron observadas en la zona del Tuc de Sa Mont, aunque, en general, son escasas en todo este sector.

En el Sinclinorio del Valle de Arán, al sur del Pic Clodos, sobre una potente serie de Areniscas de las Bordas se ha reconocido un importante nivel de calizas ocupando el núcleo de dicha estructura (mapa geológico núm. 1). Estas calizas han sido datadas (ver capítulo 2.3.1.a), y la edad obtenida parece más antigua que la sujeta para los materiales infrayacentes (Areniscas de las Bordas). En el caso de que pudiesen ser confirmadas las edades de estos materiales la existencia de esta superposición faunística anómala podría ser interpretada como debida a la existencia de cabalgamientos, previos a la generación principal de pliegues (fig. 20).



Figura 72.—Superficie de estratificación en las proximidades de Viella, donde se observan unas lineaciones que corresponden a cuellos de «boudin», cuya dirección coincide con la de los ejes de los pliegues de la generación dominante del Sinclinorio del Valle de Arán.

mero 1). En la zona situada al este de Vilamòs aparecen algunas de las estructuras mejor desarrolladas de este sector (mapa geológico número 1), tratándose de una serie de pliegues derechos que afectan a las calizas del Devónico más bajo. A estos pliegues se asocia el clivaje dominante (S_3) y tienen los ejes inclinados hacia el este, lo cual puede ser observado a la vista del mapa geológico número 1, donde puede comprobarse cómo en esta zona el límite entre el Domo del Garona y el Sinclinorio del Valle de Arán viene marcado por una línea N-S. Esta línea es donde se produce el cambio de inclinación de los ejes de los pliegues de la generación dominante.

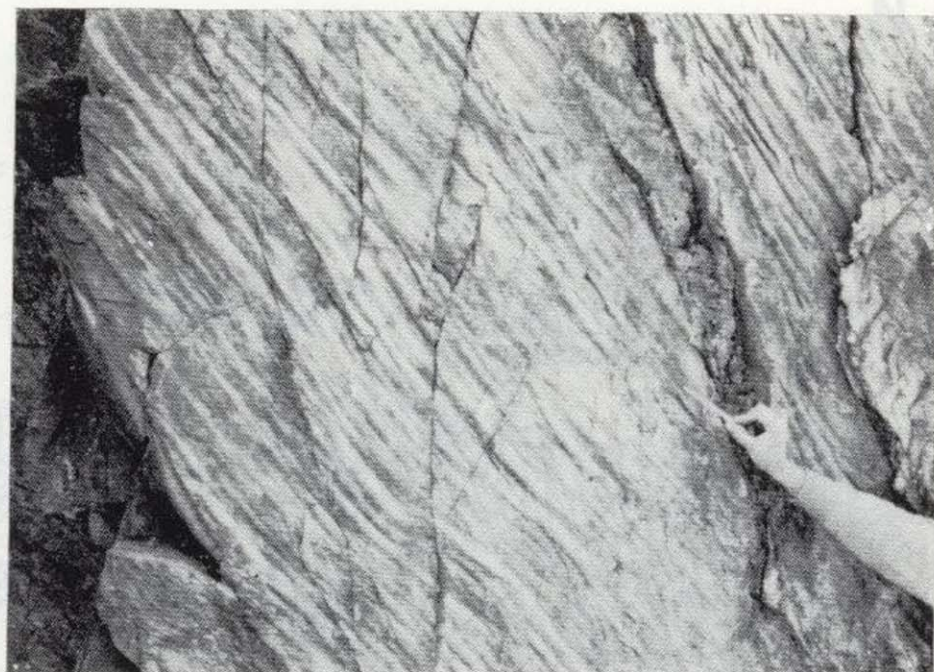


Figura 73.—«Mullions» desarrollados en la superficie de una capa de cuarcita de las proximidades de Arros. Oeste, a la izquierda.

En lo referente a las estructuras previas a la generación de pliegues dominante, la única claramente reconocible es un clivaje primario (S_2) observable principalmente en láminas delgadas, y ocasionalmente en algunos afloramientos. El análisis de las relaciones entre la estratificación y el clivaje (S_2), cuando es conocida la polaridad de la serie, muestra que esta foliación se relaciona con estructuras vergentes al norte. En algunos casos, como ocurre en la ladera izquierda del río Barradós, aparecen abundantes relaciones de este tipo, que sugieren la existencia de un flanco inverso de pliegue vergente al norte (fig. 74). Situaciones similares a esta también fueron observadas en la zona del Tuc de Sa Mont, aunque, en general, son escasas en todo este sector.

En el Sinclinorio del Valle de Arán, al sur del Pic Clodos, sobre una potente serie de Areniscas de las Bordas se ha reconocido un importante nivel de calizas ocupando el núcleo de dicha estructura (mapa geológico núm. 1). Estas calizas han sido datadas (ver capítulo 2.3.1.a), y la edad obtenida parece más antigua que la supuesta para los materiales infrayacentes (Areniscas de las Bordas). En el caso de que pudiesen ser confirmadas las edades de estos materiales la existencia de esta superposición faunística anómala podría ser interpretada como debida a la existencia de cabalgamientos, previos a la generación principal de pliegues (fig. 20).

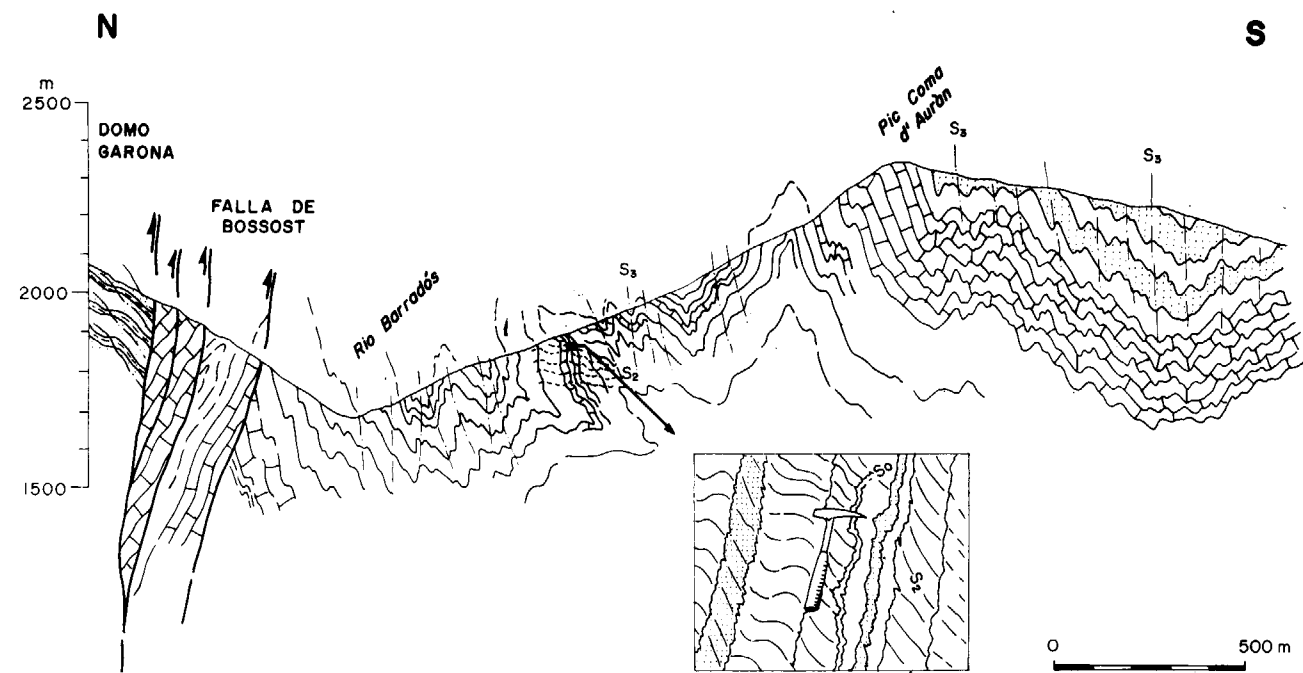


Figura 74.—Corte geológico por el flanco norte del Sinclinorio del Valle de Arán. Se observa la existencia de estructuras vergentes al norte, previas al desarrollo de los pliegues derechos de la generación dominante. Situación en figura 18.

3.5.3. Sector meridional

Constituye el flanco sur del Sinclinorio del Valle de Arán, estando limitado en su parte meridional por el Cabalgamiento de Gavarnie. Por el norte llega al río Garona, donde se localiza el núcleo del sinclinorio. En este sector afloran materiales devónicos descritos en el capítulo de estratigrafía; en la parte occidental aparece la sucesión, principalmente siliciclástica, de Montpius-Montcorbissun, y en la parte oriental de este sector la sucesión calcárea de la Tüca.

A la vista del mapa geológico número 1, la zona situada al oeste de Viella presenta algunos pliegues vergentes al norte (figs. 75 y 66 b), deformados por pliegues derechos con un buen desarrollo, los cuales son muy visibles gracias a los numerosos niveles guía que allí aparecen. Se observan dos sinclinales, uno al este del Montcorbissun, y otro en la zona de La Piusa; entre ellos se sitúa un anticlinal al este de Viella. A estas estructuras se asocia una foliación regional (S₃), que es la dominante en el Sinclinorio del Valle de Arán (figs. 66, 76, 77 y 78). Los ejes de estos pliegues se encuentran buzando al este, unos 40°

por término medio, en mayor medida que la ladera de la montaña, por lo que en la perspectiva de campo los anticlinales aparentan sinclinales, y viceversa (fig. 76). Casi todos los cierres de los pliegues se encuentran alineados según una traza N-S (mapa geológico núm. 1).

La foliación que se asocia a estos pliegues es un clivaje, a menudo de crenulación (S₃), que es bastante penetrativo y siempre aparece como la foliación mejor desarrollada. Afecta siempre a los niveles más lutíticos y en las cuarcitas, por lo general, no se desarrolla. La posición de esta foliación es subvertical y es de plano axial a las estructuras principales, aunque localmente es convergente o divergente según la competencia de las capas plegadas.

En la parte oriental de este sector, al este del río Nere, aparecen muchos menos pliegues que en los sectores del Montcorbissun y de La Piusa, y, en general, las estructuras se observan peor debido a la proximidad de la Granodiorita de Artíes. En esta parte occidental del sector meridional se realizó un muestreo para el estudio de conodontos. Los datos obtenidos en este estudio

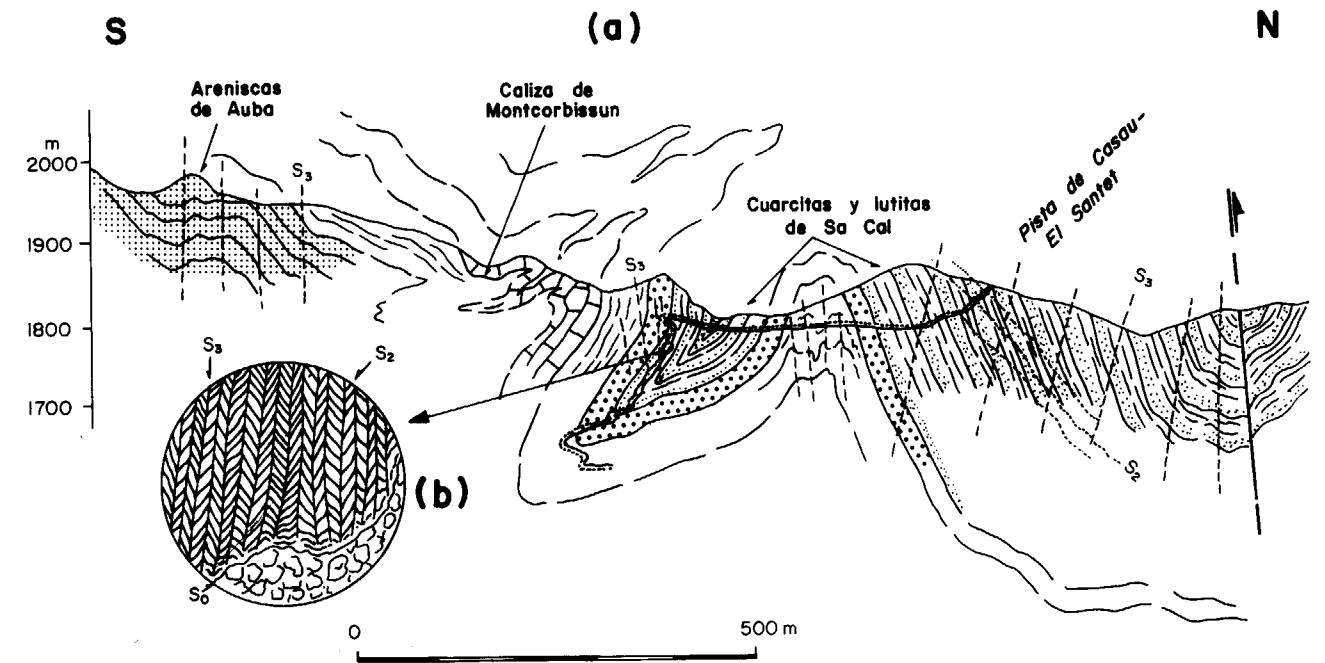


Figura 75.—a) Corte geológico por la pista del Santet de Casau, entre los barrancos de Sa Cal y de Sa Fustà. Se observa la existencia de pliegues vergentes al norte previos a las estructuras de la generación dominante del Dominio del Valle de Arán. b) Aspecto microscópico de un clivaje que corta un flanco inverso en relación de flanco normal. Se observa la existencia de una fábrica previa, posiblemente relacionada con los pliegues vergentes al norte. Situación en figura 18.

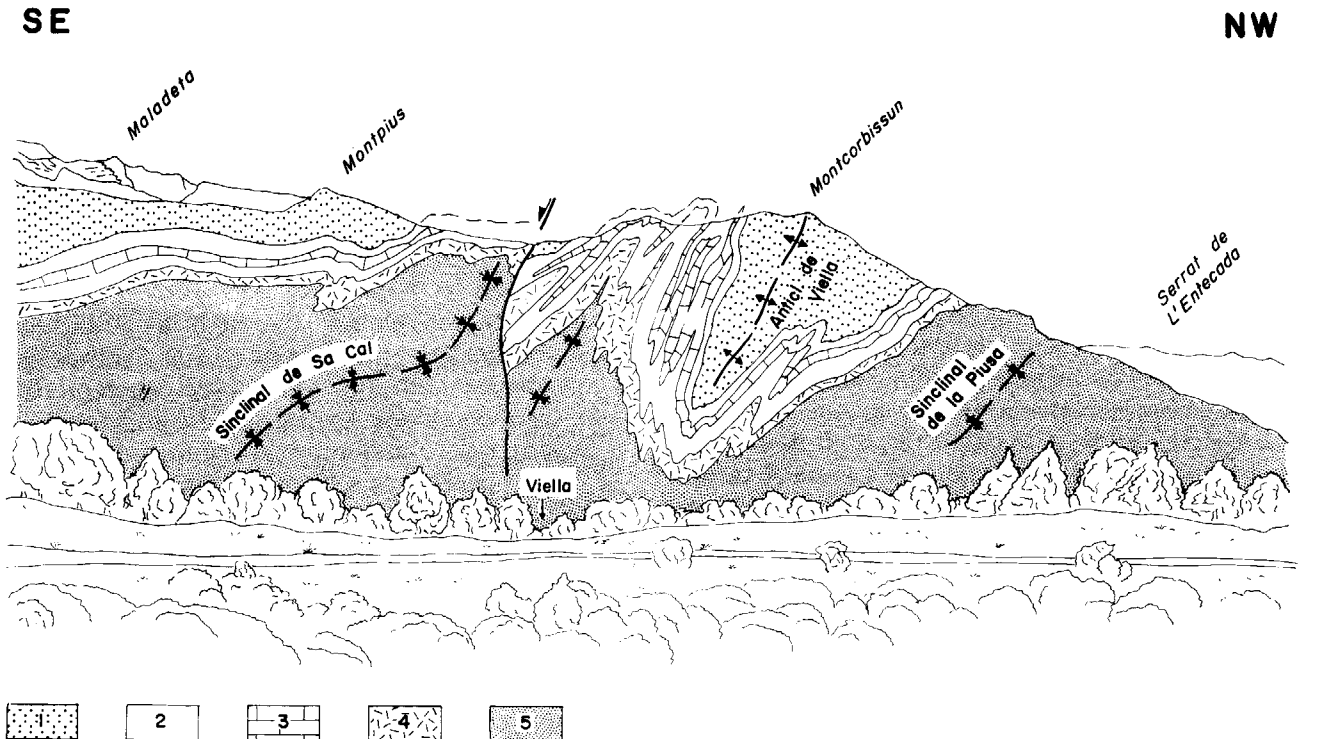


Figura 76.—Vista panorámica desde Sanela (NE de Viella) de la parte occidental del flanco sur del Sinclinorio del Valle de Arán, donde se observa un buen desarrollo de pliegues derechos de la generación dominante. Debido al mayor buzamiento de los ejes de estos pliegues que la topografía, los sinclinales aparecen como anticlinales, y viceversa. 1) Areniscas de Auba. 2) Pizarras de Sa Fustà. 3) Caliza de Montcorbissun. 4) Cuarcitas. 5) Cuarcitas y pizarras de Sa Cal. Esquema correspondiente a la figura 3.

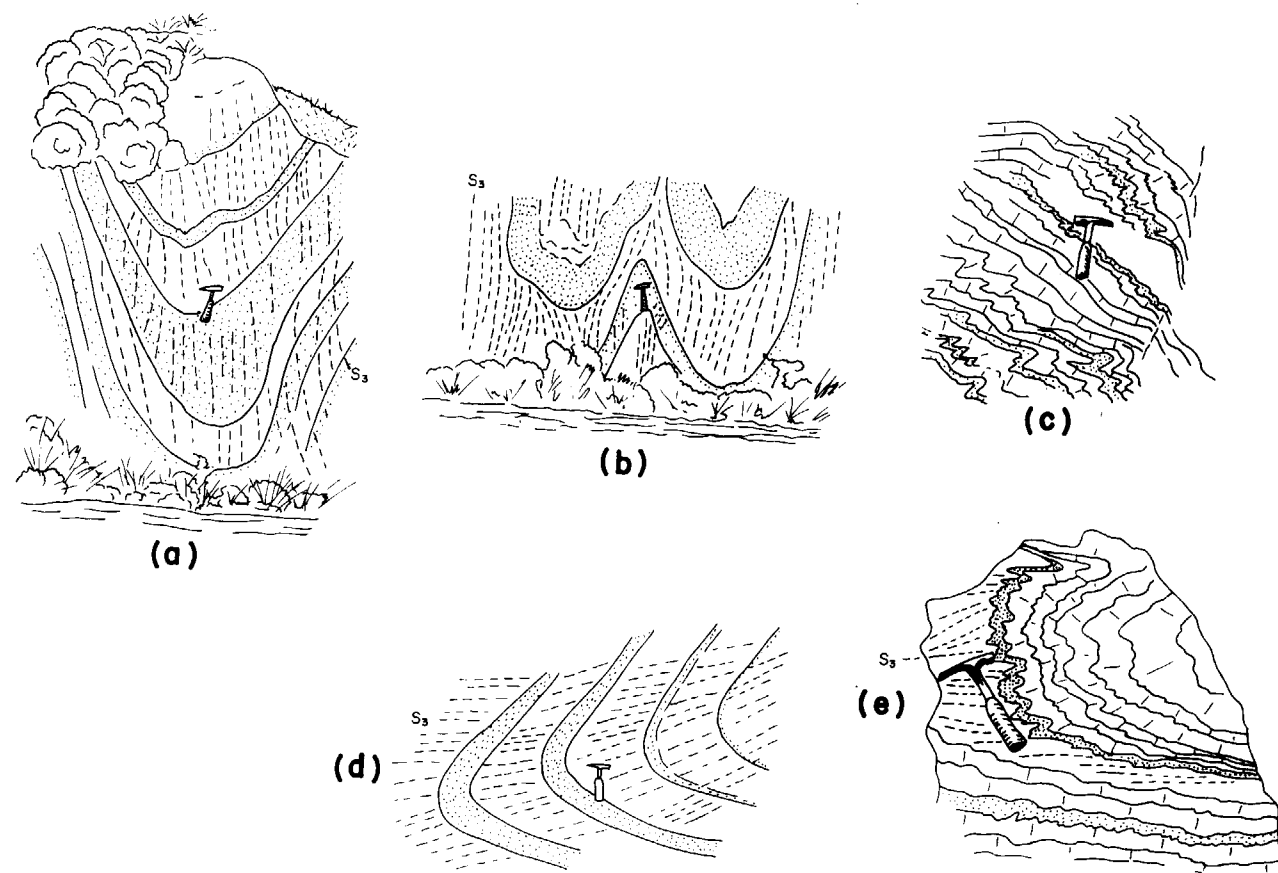


Figura 77.—Aspecto de diversos pliegues de la generación dominante del sector meridional del Dominio del Valle de Arán. a y b) Pliegues desarrollados en cuarcitas y pizarras al norte de Gausac. c y e) Pliegues en calizas de la «Serie de Entecada», en las proximidades del Pico Montpius. d) Pliegue desarrollado en las calizas con corales, localizadas en las pistas de esquí de la Tüca. En los ejemplos c), d) y e) el dibujo se ha realizado en una sección perpendicular a los ejes de los pliegues y la foliación está en posición subvertical.

paleontológico y estratigráfico muestran que los materiales de la parte alta de la sucesión de la Tüca son de una edad claramente más moderna que la Caliza de Montcorbissun, también datada con conodontos (ver capítulo 2.3.1.c). Si se observa el mapa geológico número 1 en la zona de las pistas de esquí de la Tüca se encuentra la serie aparentemente normal en la que sobre las Calizas de la Tüca (parte alta de la sucesión de la Tüca) aflora la sucesión de Montpius-Montcorbissun a partir de las Areniscas de Auba, que, sin embargo, son más antiguas que las Calizas de la Tüca. Por tanto, basándose en los datos de edad, existe una superposición faunística anómala, lo que puede ser interpretado como debido a la existencia de cabalgamientos. En el mapa geológico número 1, en la zona de la Tüca, se

puede observar que hacia el este las Areniscas de Auba desaparecen, y después lo van haciendo, sucesivamente, las Calizas de Montcorbissun, las Cuarcitas y lutitas de Sa Cal, hasta que a la altura del río Garona, sobre la sucesión de la Tüca, aparecen las lutitas y areniscas de Riu Nere. Admitiendo la existencia de los cabalgamientos, esta progresiva desaparición de los tramos basales del bloque superior puede ser interpretada en relación con rampas laterales de dichos cabalgamientos.

El trazado de estos supuestos cabalgamientos aparece plegado, tal y como se observa en la cartografía. Sin embargo, no parece claro que los pliegues que afectan a este contacto anómalo sean de la generación principal, ya que, de-

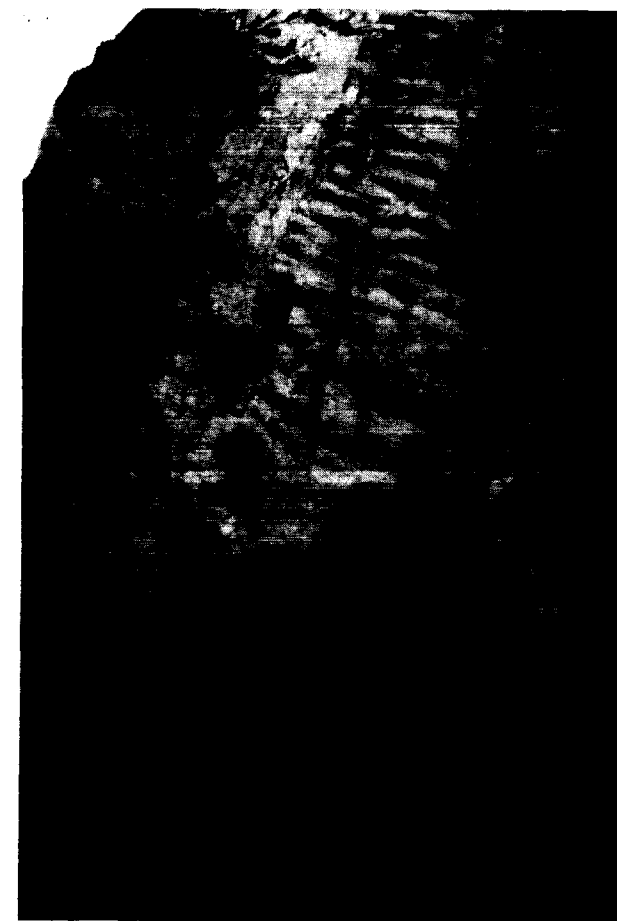


Figura 78.—Aspecto de pliegue derecho de la generación dominante en cuarcitas y pizarras de Sa Cal, al que se asocia la foliación principal del Dominio del Valle de Arán (S_2). Proximidades de Gausac.

bido a la proximidad de la Granodiorita de Artiés, no es posible conocer las relaciones entre estas estructuras y el clivaje (S_2). Existe la posibilidad de que estos pliegues sean tardíos, relacionados con la intrusión granítica. En este caso, los cabalgamientos serían de las últimas estructuras hercínicas observadas.

3.5.4. Características generales de las estructuras del Sinclinorio del Valle de Arán

En el Sinclinorio del Valle de Arán las estructuras que aparecen se encuentran bastante generalizadas en todo el dominio. Es muy constante

la presencia de estructuras de la etapa dominante, que corresponden a la segunda generación de pliegues observables en este dominio, a los que se asocia el clivaje dominante (S_2). Por otra parte, los pliegues primitivos se observan de manera esporádica a lo largo de un corte N-S por el Sinclinorio del Valle de Arán. Así, en el sector septentrional se observan al norte, en el Tuc de Crabes, y en la ladera sur del río Barradós. En prácticamente todo el sector central no aparecen pliegues primitivos importantes. En el sector meridional se han observado, al norte de La Piusa y en la zona del barranco de Sa Cal. El clivaje que se asocia a estas estructuras se reconoce más frecuentemente, y corresponde a la primera foliación observable en este dominio (S_2).

La dirección de las estructuras primitivas es difícil de determinar, debido a la escasez de pliegues reconocidos, así como por el gran desarrollo de las estructuras dominantes. Sin embargo, las medidas tomadas parecen indicar que la dirección más aproximada es E-O (fig. 79 b). La vergencia es claramente hacia el norte, como lo prueba la asimetría de los pliegues observados, así como las relaciones entre la estratificación y la foliación (S_2), cuando se conoce la polaridad de la serie.

Las estructuras de la generación dominante que aparecen en el Sinclinorio del Valle de Arán son las responsables de la actual configuración del mapa geológico. Son las más evidentes y se caracterizan por el desarrollo de pliegues derechos a todas las escalas, con dirección que varía entre N 110 E y E-O (fig. 79 a). El plano axial, en general, está bastante verticalizado, aunque a veces aparece deformado por pliegues más tardíos, de plano axial subhorizontal y ángulo entre flancos mayor de 120°, que al deformar a las últimas estructuras claramente hercínicas podrían ser alpinos. Los ejes de los pliegues de la generación dominante del Sinclinorio del Valle de Arán, en general, aparecen inclinados al este entre 30° y 50°. Otras veces se encuentran horizontalizados, marcándose este cambio de inclinación de estos ejes por una línea N-S, posiblemente como respuesta a alguna estructura posterior que se encuentra en profundidad y que es la responsable de este cambio de posición de los ejes (L_3). Según la clasificación de HUDLESTON (1973) estos pliegues tienen formas de

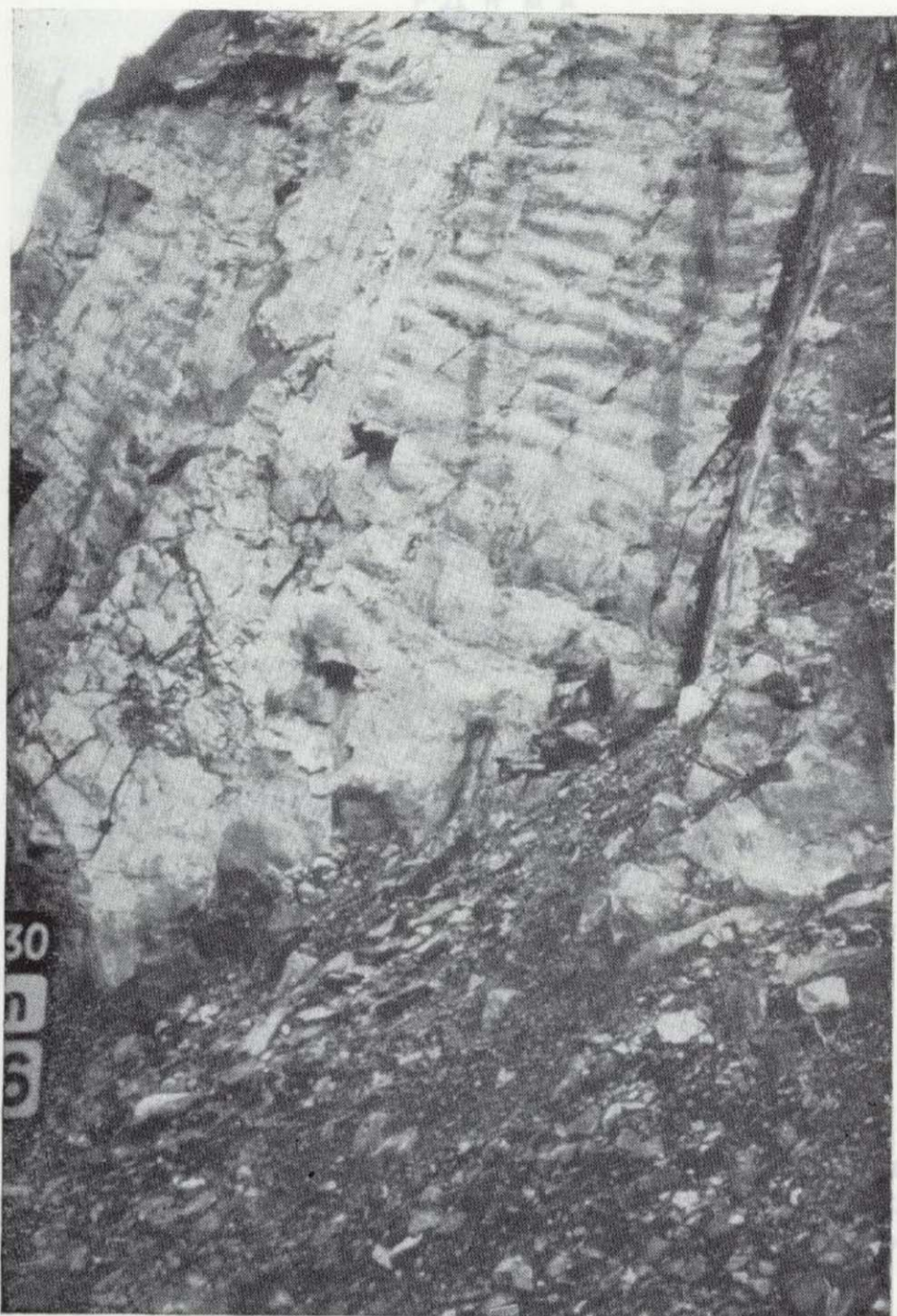


Figura 78.—Aspecto de pliegue derecho de la generación dominante en cuarcitas y pizarras de Sa Cal, al que se asocia la foliación principal del Dominio del Valle de Arán (S_3). Proximidades de Gausac.

bido a la proximidad de la Granodiorita de Artiés, no es posible conocer las relaciones entre estas estructuras y el clivaje (S_3). Existe la posibilidad de que estos pliegues sean tardíos, relacionados con la intrusión granítica. En este caso, los cabalgamientos serían de las últimas estructuras hercínicas observadas.

3.5.4. Características generales de las estructuras del Sinclinorio del Valle de Arán

En el Sinclinorio del Valle de Arán las estructuras que aparecen se encuentran bastante generalizadas en todo el dominio. Es muy constante

la presencia de estructuras de la etapa dominante, que corresponden a la segunda generación de pliegues observables en este dominio, a los que se asocia el clivaje dominante (S_3). Por otra parte, los pliegues primitivos se observan de manera esporádica a lo largo de un corte N-S por el Sinclinorio del Valle de Arán. Así, en el sector septentrional se observan al norte, en el Tuc de Crabes, y en la ladera sur del río Barradós. En prácticamente todo el sector central no aparecen pliegues primitivos importantes. En el sector meridional se han observado, al norte de La Piusa y en la zona del barranco de Sa Cal. El clivaje que se asocia a estas estructuras se reconoce más frecuentemente, y corresponde a la primera foliación observable en este dominio (S_2).

La dirección de las estructuras primitivas es difícil de determinar, debido a la escasez de pliegues reconocidos, así como por el gran desarrollo de las estructuras dominantes. Sin embargo, las medidas tomadas parecen indicar que la dirección más aproximada es E-O (fig. 79 b). La vergencia es claramente hacia el norte, como lo prueba la asimetría de los pliegues observados, así como las relaciones entre la estratificación y la foliación (S_2), cuando se conoce la polaridad de la serie.

Las estructuras de la generación dominante que aparecen en el Sinclinorio del Valle de Arán son las responsables de la actual configuración del mapa geológico. Son las más evidentes y se caracterizan por el desarrollo de pliegues derechos a todas las escalas, con dirección que varía entre N 110 E y E-O (fig. 79 a). El plano axial, en general, está bastante verticalizado, aunque a veces aparece deformado por pliegues más tardíos, de plano axial subhorizontal y ángulo entre flancos mayor de 120° , que al deformar a las últimas estructuras claramente hercínicas podrían ser alpinos. Los ejes de los pliegues de la generación dominante del Sinclinorio del Valle de Arán, en general, aparecen inclinados al este entre 30° y 50° . Otras veces se encuentran horizontalizados, marcándose este cambio de inclinación de estos ejes por una línea N-S, posiblemente como respuesta a alguna estructura posterior que se encuentra en profundidad y que es la responsable de este cambio de posición de los ejes (L_3). Según la clasificación de HUDLESTON (1973) estos pliegues tienen formas de

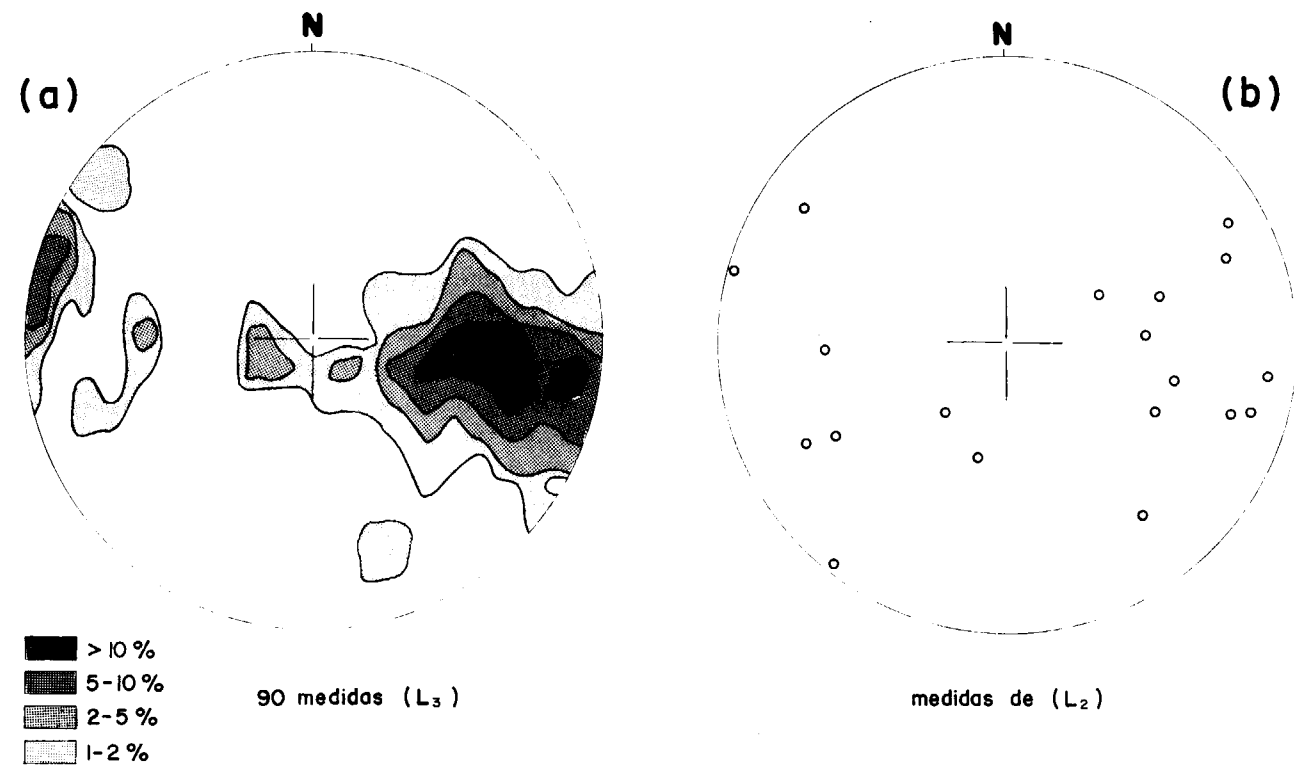


Figura 79.—a) Estereogramas de las lineaciones (L₃) de la generación dominante, tomadas en el Sinclinorio del Valle de Arán. b) Estereograma donde se muestran las lineaciones (L₂) de intersección entre la estratificación y el clivaje asociado a las estructuras vergentes al norte, así como los ejes de estos pliegues, en el Dominio del Valle de Arán.

los tipos C, D y E, siendo las de tipo D las más frecuentes. En cuanto a las amplitudes, casi siempre se encuentran entre 3 y 4 (fig. 80). Con estas estructuras es difícil realizar la clasificación según el método de RAMSAY (1967), debido a que todos los ejemplos típicos de que se dispone son pliegues con capas cuyas superficies no eran planoparalelas inicialmente, probablemente debido a causas sedimentarias o a deformaciones previas a la generación de estructuras principales. Sin embargo, por el aspecto de las capas plegadas, se puede decir que la mayoría son de tipo 1C.

En el Sinclinorio del Valle de Arán, como ya ha sido indicado, a menudo se reconocen dos foliaciones. De ellas, la segunda en formarse corresponde al clivaje dominante del Sinclinorio del Valle de Arán (S₃). Esta foliación se reconoce siempre en el campo, afectando a materiales principalmente lutíticos, y es de plano axial a los pliegues de la generación dominante. Nor-

malmente, es una foliación de crenulación, aspecto que puede ser comprobado en lámina delgada. En lo referente a la primera foliación observable (S₂), ha sido posible comprobar en casi todos los casos que es el clivaje que se relaciona con los pliegues de vergencia norte. Esta foliación suele estar siempre presente en rocas lutíticas, aunque, ocasionalmente, puede no aparecer.

En lámina delgada, la primera foliación (S₂) aparece en las rocas lutíticas definidas por la orientación dimensional preferente de pequeños cristales de moscovita, clorita y cuarzo. Es un clivaje bastante homogéneo, donde los microlitos tienen un espesor de aproximadamente 10 micras, que casi siempre puede ser clasificado como un clivaje pizarroso. Normalmente se encuentra mejor desarrollado en el sector septentrional y parte norte del central, que coinciden con las zonas donde existe mayor número de pliegues vergentes al norte. Por el contrario, en

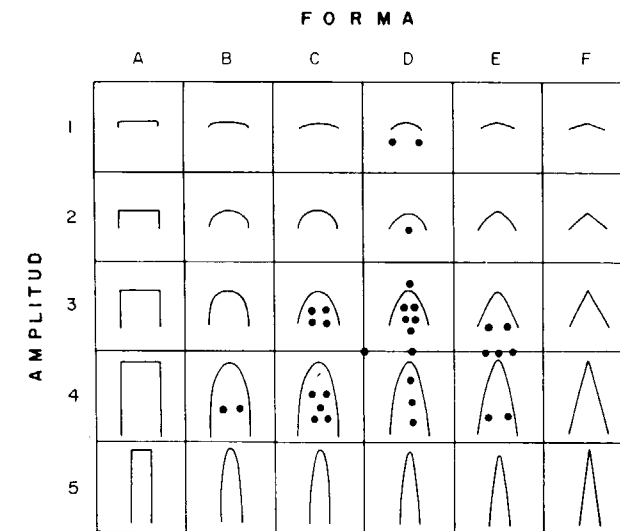


Figura 80.—Clasificación según el método de HUDLESTON de diversos pliegues de la generación dominante del Sinclinorio del Valle de Arán.

el sector meridional a veces este clivaje está muy poco desarrollado. Por lo que respecta a rocas arenosas, esta foliación se observa mal o incluso no llega a desarrollarse.

La foliación dominante (S₃) es de ámbito regional, aunque tiene un desarrollo bastante irregular. En la mayor parte de los casos es el resultado del microplegamiento de la fábrica anterior. En general, es un clivaje de crenulación bastante discontinuo, marcado por unos dominios donde se acumulan abundantes minerales opacos. Los microlitos tienen un grosor de unas 50 micras por lo general, aunque estas dimensiones varían normalmente entre 30 y 70 micras. Los microlitos aparecen enriquecidos en filosilicatos y cuarzo, donde se reconoce bien la fábrica previa. Esta foliación dominante del Sinclinorio del Valle de Arán, en ocasiones, aparece únicamente como una suave crenulación del clivaje primario. Sin embargo, en otras ocasiones constituye una fábrica muy penetrativa, en la que se reconocen unos dominios muy continuos con gran acumulación de moscovitas y cloritas, separados por zonas enriquecidas en cuarzo, lo que da lugar a un «tectonic banding» incipiente (fig. 81). En rocas areniscosas se observa una importante cristalización de pequeños filosilicatos, orientados en la dirección del clivaje de crenulación (S₃), pudiéndose observar en ocasiones

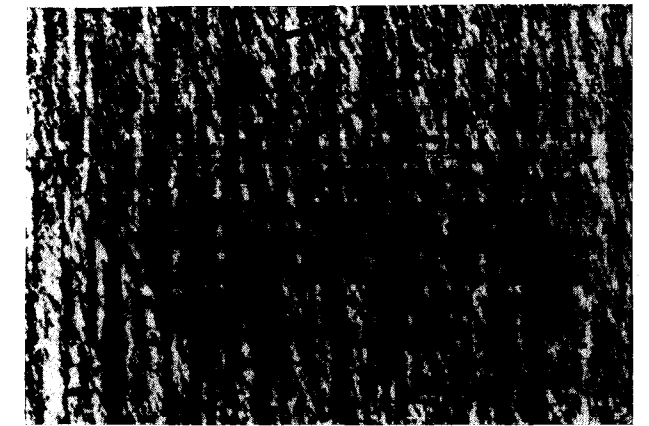


Figura 81.—Aspecto microscópico del clivaje de crenulación principal (S₃) del Dominio del Valle de Arán, con disposición vertical, que en casos como este llega a presentarse como un «tectonic banding» incipiente. Se aprecia que existe una fábrica previa correspondiente al clivaje que se asocia a pliegues vergentes al norte (S₂). Escala de la barra, 0,1 mm.

en algunos de estos filosilicatos crecimientos de cuarzo, dando lugar a barbas de mica (GRAY, 1978). Como ya se ha indicado anteriormente, en el sector meridional, cuando afecta a materiales algo más cuarcíticos, el clivaje que se asocia a los pliegues vergentes al norte no siempre aparece, por lo que la foliación dominante (S₃) es un clivaje primario. En estos casos, esta foliación viene definida por unos dominios ricos en minerales opacos, que separan unos microlitos donde la mayoría de los elementos (clorita, moscovita y cuarzo) están desorientados. En estos casos, la foliación dominante se puede clasificar como un clivaje grosero o como un clivaje pizarroso grosero.

3.5.5. Secuencia de formación de estructuras en el Sinclinorio del Valle de Arán. Recapitulación de las características generales

A partir de las relaciones entre los clivajes de ámbito regional, y de criterios geométricos de superposición de estructuras se han diferenciado dos fases de deformación que ya fueron puestas de manifiesto por GARCIA-SANSEGUNDO (1990). Otras estructuras, que no están regional-

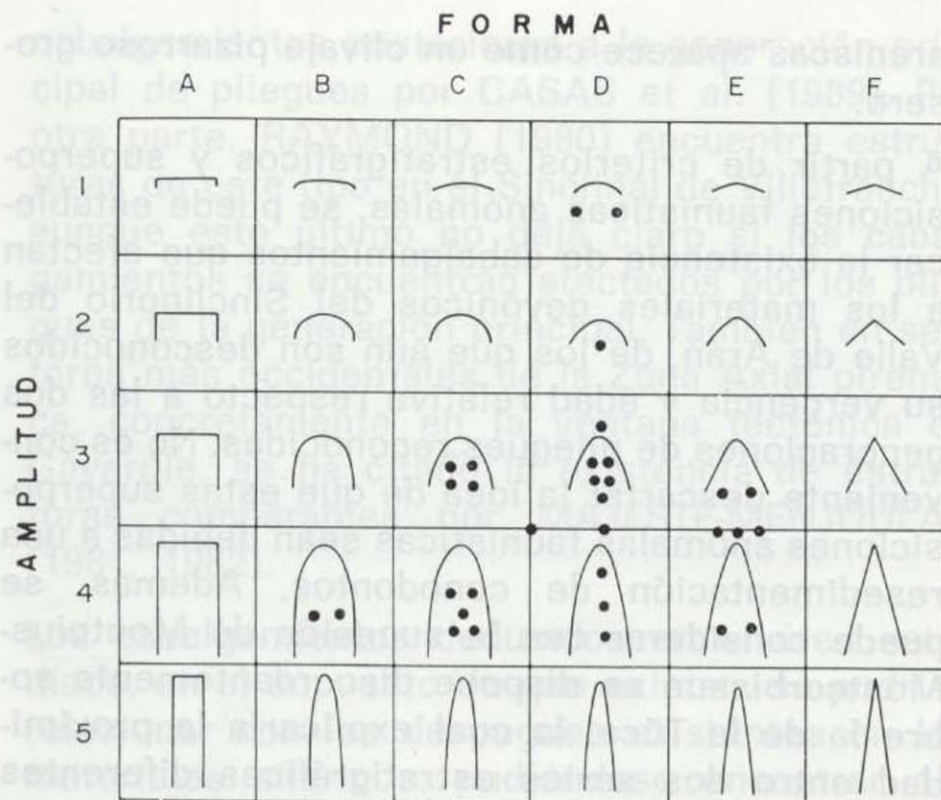


Figura 80.—Clasificación según el método de HUDLESTON de diversos pliegues de la generación dominante del Sinclinorio del Valle de Arán.

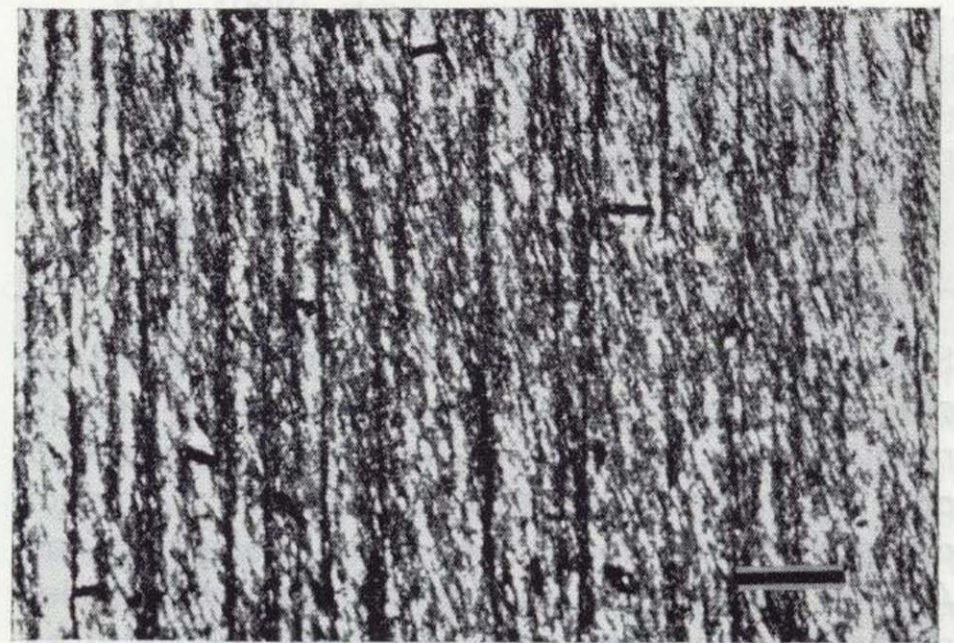


Figura 81.—Aspecto microscópico del clivaje de crenulación principal (S_3) del Dominio del Valle de Arán, con disposición vertical, que en casos como este llega a presentarse como un «tectonic banding» incipiente. Se aprecia que existe una fábrica previa correspondiente al clivaje que se asocia a pliegues vergentes al norte (S_2).

Escala de la barra, 0,1 mm.

el sector meridional a veces este clivaje está muy poco desarrollado. Por lo que respecta a rocas arenosas, esta foliación se observa mal o incluso no llega a desarrollarse.

La foliación dominante (S_3) es de ámbito regional, aunque tiene un desarrollo bastante irregular. En la mayor parte de los casos es el resultado del microplegamiento de la fábrica anterior. En general, es un clivaje de crenulación bastante discontinuo, marcado por unos dominios donde se acumulan abundantes minerales opacos. Los microlitos tienen un grosor de unas 50 micras por lo general, aunque estas dimensiones varían normalmente entre 30 y 70 micras. Los microlitos aparecen enriquecidos en filosilicatos y cuarzo, donde se reconoce bien la fábrica previa. Esta foliación dominante del Sinclinorio del Valle de Arán, en ocasiones, aparece únicamente como una suave crenulación del clivaje primario. Sin embargo, en otras ocasiones constituye una fábrica muy penetrativa, en la que se reconocen unos dominios muy continuos con gran acumulación de moscovitas y cloritas, separados por zonas enriquecidas en cuarzo, lo que da lugar a un «tectonic banding» incipiente (fig. 81). En rocas areniscosas se observa una importante cristalización de pequeños filosilicatos, orientados en la dirección del clivaje de crenulación (S_3), pudiéndose observar en ocasiones

en algunos de estos filosilicatos crecimientos de cuarzo, dando lugar a barbas de mica (GRAY, 1978). Como ya se ha indicado anteriormente, en el sector meridional, cuando afecta a materiales algo más cuarcíticos, el clivaje que se asocia a los pliegues vergentes al norte no siempre aparece, por lo que la foliación dominante (S_3) es un clivaje primario. En estos casos, esta foliación viene definida por unos dominios ricos en minerales opacos, que separan unos microlitos donde la mayoría de los elementos (clorita, moscovita y cuarzo) están desorientados. En estos casos, la foliación dominante se puede clasificar como un clivaje grosero o como un clivaje pizarroso grosero.

3.5.5. Secuencia de formación de estructuras en el Sinclinorio del Valle de Arán. Recapitulación de las características generales

A partir de las relaciones entre los clivajes de ámbito regional, y de criterios geométricos de superposición de estructuras se han diferenciado dos fases de deformación que ya fueron puestas de manifiesto por GARCIA-SANSEGUNDO (1990). Otras estructuras, que no están regional-

mente desarrolladas en este dominio, o que no llevan asociados clivajes o estructuras penetrativas, no han sido separadas en episodios de deformación diferentes.

— Estructuras D2

Son las primeras estructuras reconocibles en este dominio. Corresponden a pliegues con dirección aproximada E-O y vergentes al norte que, ocasionalmente, han sido observados o deducidos a partir del análisis de las microestructuras. A ellos va asociado un clivaje primario (S_2), bien desarrollado y generalizado en casi todo el área. Por lo general es difícil reconocer pliegues de esta generación de estructuras, aunque, en muchos casos, se han deducido a partir de las relaciones entre la estratificación y el clivaje (S_2), cuando es conocida la polaridad de la serie.

El clivaje (S_2) asociado a estos pliegues es de plano axial. Normalmente, puede ser clasificado como un «slaty cleavage» bien desarrollado en niveles pelíticos, que es bastante evidente cuando afecta a calizas. En lámina delgada, este clivaje primario viene bien marcado por el desarrollo de filosilicatos. En ocasiones, y generalmente debido al metamorfismo, esta foliación es más difícil de observar y casi siempre a escala de afloramiento, se encuentra enmascarada por las deformaciones posteriores.

— Estructuras D3

Las estructuras de esta generación aparecen caracterizadas por una serie de pliegues a todas las escalas, apretados, que pueden llegar a ser isoclinales cuando afectan a calizas. La dirección es aproximadamente E-O, y los ejes suelen aparecer inclinados hacia el este o subhorizontales. El cambio de buzamiento de los ejes se efectúa a lo largo de una línea N-S muy clara. Esta particularidad puede ser interpretada como debida a la existencia de alguna estructura con dirección N-S, que puede existir en profundidad.

A estos pliegues se asocia un clivaje de crenulación de plano axial (S_3), que es la foliación mejor desarrollada en todo el dominio. En lámina delgada se muestra como un clivaje de crenulación bien desarrollado en pizarras y calizas. En ocasiones, se puede observar el desarrollo de un «tectonic banding» incipiente. Cuando afecta a

areniscas aparece como un clivaje pizarroso grueso.

A partir de criterios estratigráficos y superposiciones faunísticas anómalas, se puede establecer la existencia de cabalgamientos que afectan a los materiales devónicos del Sinclinorio del Valle de Arán, de los que aún son desconocidos su vergencia y edad relativa respecto a las dos generaciones de pliegues reconocidas. No es conveniente descartar la idea de que estas superposiciones anómalas faunísticas sean debidas a una resedimentación de conodontos. Además, se puede considerar que la sucesión de Montpius-Montcorbissun se dispone discordantemente sobre la de la Tüca, lo cual explicaría la proximidad entre dos series estratigráficas diferentes en edad y litología. Sin embargo, existen serias dificultades para considerar cierta esta posibilidad, puesto que la Caliza de Montcorbissun parece muy bien datada en el Valle de Arán, así como en otras zonas. Por otro lado la sucesión infrayacente de la Tüca se encuentra datada con bastante precisión, sobre todo en su parte superior (ver capítulo 2.3.1.c). Por ello parece lógico invocar causas tectónicas para explicar dicha superposición anómala.

En el supuesto de que estas superposiciones estratigráficas y faunísticas anómalas correspondan a cabalgamientos, éstos se encontrarían plegados, tal como ha sido interpretado. Si los pliegues que deforman a los cabalgamientos son de tercera generación, se puede tener en cuenta que, en áreas próximas, como son las zonas de Marimanya y Salau, situadas al este de la estudiada, han sido citados cabalgamientos plegados con vergencia sur, y, por tanto, asimilables a éstos (LOSANTOS et al., 1986; MORET y WEYANT, 1986; BODIN y LEDRU, 1986, y BODIN, 1988). En el Pirineo oriental fueron descritas estructuras de cabalgamiento comparables a éstas por RAYMOND (1986).

En el supuesto de que los pliegues que deforman a los cabalgamientos no sean de la generación principal, sino estructuras relacionadas con el emplazamiento de la Granodiorita de Artiés, se puede suponer que estos cabalgamientos son más tardíos, incluso posteriores a los pliegues dominantes. En este caso es conveniente referirse a áreas más orientales para poder encontrar estructuras comparables, concretamente al oeste y sur de Andorra, donde han sido citados

cabalgamientos posteriores a la generación principal de pliegues por CASAS et al. (1989). Por otra parte, RAYMOND (1980) encuentra estructuras de este tipo en el Sinclinal de Villefranche, aunque este último no deja claro si los cabalgamientos se encuentran afectados por los pliegues de la generación principal. También en sectores más occidentales de la Zona Axial pirenaica, concretamente en la ventana tectónica de Gavarnie, se ha citado la existencia de estructuras comparables por MAJESTE-MENJOULAS (1981, 1982).

Los cabalgamientos deducidos en el área estudiada, en el supuesto de que existan, se podrían relacionar con los despegues existentes en los materiales silúricos, pudiéndose encontrar allí su zona de raíz. Este nivel de despegue generalizado en toda la zona estudiada constituye el límite entre los dos primeros dominios del Domo del Garona y el Sinclinorio del Valle de Arán.

3.6. LA ESTRUCTURA DEL LIMITE ENTRE EL DOMO DEL GARONA Y EL SINCLINORIO DEL VALLE DE ARAN

Como se ha señalado reiteradamente, el límite entre el Dominio del Domo del Garona y el Sinclinorio del Valle de Arán coincide con las ampelitas del Silúrico. El haber situado el límite a este nivel está basado en que en dicho contacto se observa el cambio estructural existente entre los dos dominios. La naturaleza de este límite merece una atención especial, fundamentalmente por dos razones:

- En primer lugar, el Domo del Garona muestra una evolución estructural difícilmente correlacionable con la del Sinclinorio del Valle de Arán, lo que ha llevado tradicionalmente a diversas interpretaciones. Así, ZWART (1963b y 1979) supone que la fase de deformación principal del Pirineo es la misma en todos los dominios, y basa estas diferencias en la existencia de una «infraestructura» y una «supraestructura». Otros autores (VAN DEN EECKHOUT y ZWART, 1988; POUGET, 1988; POUGET et al., 1988) consideran que la foliación subhorizontal del Domo del Garona es posterior a la subvertical que se reconoce fuera de este dominio. Sin embargo, otros autores (MATTE, 1969; MATTE y ZU-

XHI, 1988) explican estas diferencias por la existencia de despegues en los materiales silúricos.

- En segundo lugar, del análisis cartográfico parece deducirse que los pliegues derechos implican un acortamiento bastante mayor para los materiales que afloran por encima de las ampelitas silúricas, donde hay mayor número de pliegues y más apretados, que para el dominio infrayacente (ver mapa geológico número 1 y cortes de las figuras 36, 37 y 66). Por otro lado, existe mayor deformación previa a estos pliegues derechos en la sucesión presilúrica que en la postsilúrica.

En la zona estudiada se han observado numerosas evidencias de cabalgamientos y zonas de cizalla, localizados casi siempre en las ampelitas silúricas, afectando al clivaje de crenulación S_2 descrito en el Domo del Garona. Estas estructuras se encuentran preferentemente en la parte basal de las ampelitas, aunque, ocasionalmente, se han reconocido hacia la parte superior de las mismas (fig. 82).

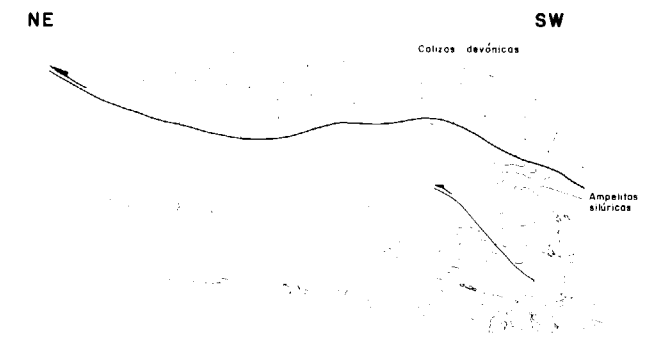


Figura 82.—Cabalgamientos al norte del Tuc dels Armeros, entre las ampelitas silúricas y las calizas devónicas.

Uno de los mejores ejemplos de este tipo de estructuras se presenta al NO de Arres, en la pista que conduce a las minas de Margalida y Victoria. En este sector se han reconocido numerosos cabalgamientos en la base de las rocas silúricas, afectando a un clivaje de crenulación subhorizontal (S_2). Son cabalgamientos convergentes hacia la base, vergentes al sur y que, hacia la parte alta, pasan a pliegues de dirección aproximada E-O (fig. 83). Por encima de los despegues, los materiales devónicos se encuentran

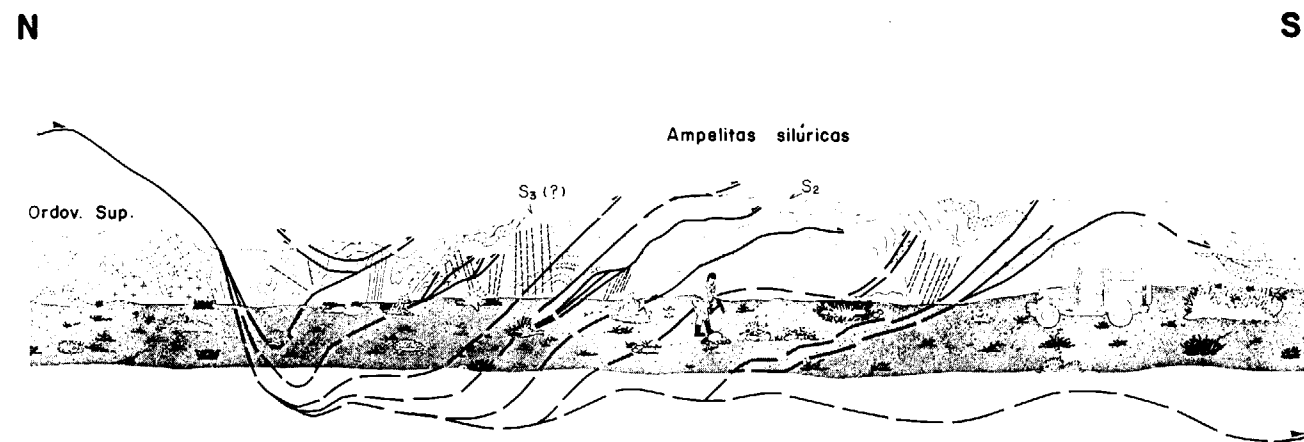


Figura 83.—Diversos aspectos de campo de los cabalgamientos desarrollados en la base de las ampelitas del Silúrico al oeste de Arres. Obsérvese que algunos de los pliegues derechos asociados a los cabalgamientos lleva asociada un clivaje subvertical (S_3). Localización en figura 84.

afectados por pliegues de plano axial subvertical, correspondientes a las estructuras de generación dominante del Sinclinorio del Valle de Arán. Por debajo de los despegues de la figura 83, se observa la existencia de una foliación

subhorizontal, suavemente plegada, que corresponde a la S_2 del Domo del Garona y que va asociada a estructuras vergentes al norte (fig. 84). Siguiendo este afloramiento de materiales silúricos hacia el norte, en todo el sector situado al

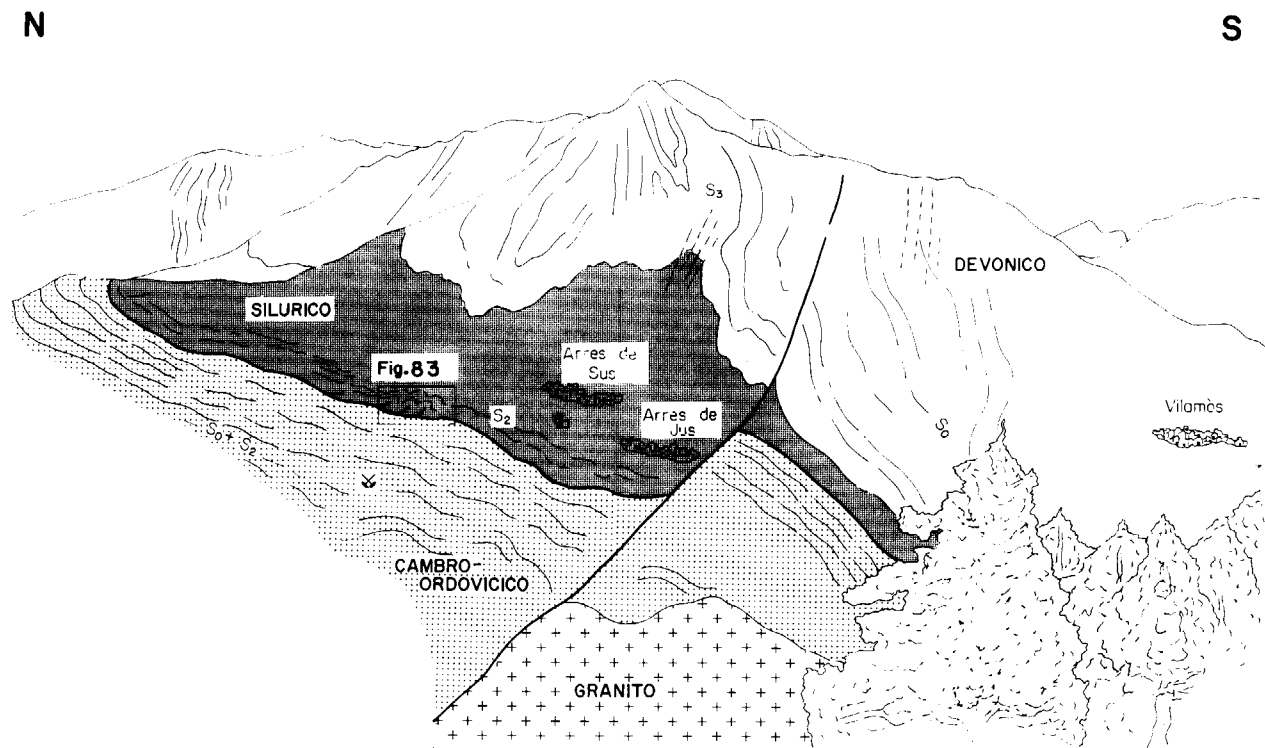


Figura 84.—Vista panorámica del área comprendida entre Vilamòs y las minas de Margalida-Victoria, donde se observa la diferencia existente entre la estructura que aparece en las rocas presilúricas, con predominio de estructuras acostadas y las devónicas, donde se reconocen pliegues derechos.

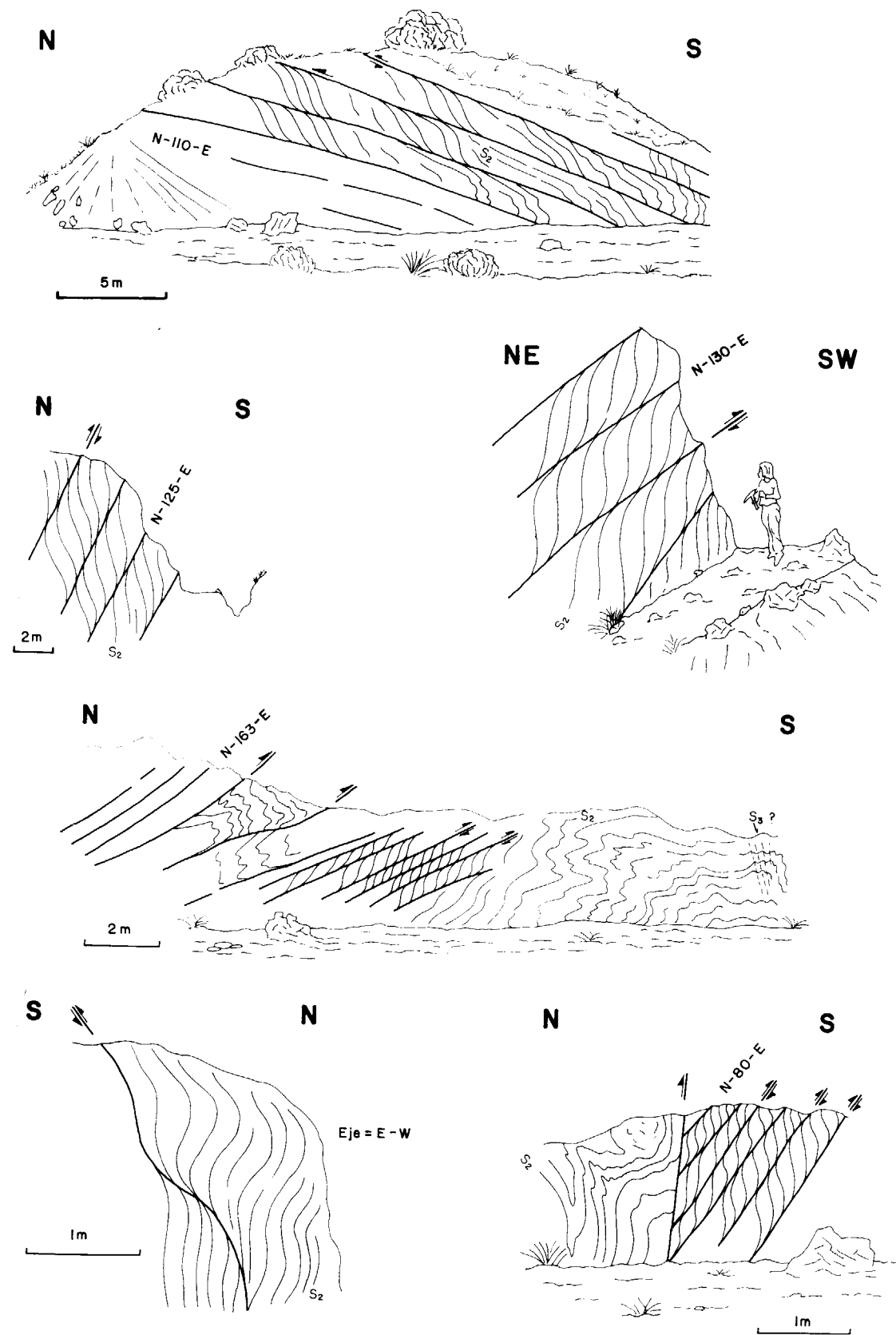


Figura 85.—Diversos aspectos de campo de los despegues reconocidos en las ampelitas silúricas que afloran en la pista que va desde Arres de Sus hasta la Mina Margalida; en cada ejemplo se indica la dirección y sentido de movimiento de la zona de cizalla.

este de Bossost (ver mapa geológico núm. 1), son constantes las evidencias de cabalgamientos y zonas de cizalla dentro de las ampelitas. Algunos de estos cabalgamientos tienen vergencia norte (fig. 85).

En la zona situada entre el Coll de Barradós y el Tuc d'Armeros se observan numerosas zonas de cizalla, generalmente vergentes al sur, que afectan al clivaje de crenulación S_2 del Domo del Garona (fig. 86), gran parte de las cuales pueden corresponder a la Falla de Bossost. Más al este, en la zona situada al sur del puerto de Orlá, también se han reconocido buenos ejemplos de despegues en las ampelitas silúricas. Generalmente aparecen cabalgamientos afectando a la S_2 del Domo del Garona, vergentes al sur, que van relacionados con pliegues de dirección N 100 E, a los que se asocia una crenulación muy penetrativa que puede corresponder a la L_4 del Domo del Garona (fig. 87).

Los cabalgamientos descritos en el Domo del Garona, y que llevan asociadas las mineraliza-

ciones de Zn-Pb, afectan a los materiales silúricos y a los del Ordovícico Superior. Estas estructuras pueden estar relacionadas con los despegues que se describen en este capítulo, pero que se desarrollan en niveles inferiores de la serie, afectando a las rocas presilúricas (fig. 53). Al oeste de Bausén, donde aparecen estructuras de este tipo, es frecuente encontrar pequeñas cizallas que buzcan al norte y que cortan a los cabalgamientos mineralizados, que buzcan ligeramente al sur (fig. 88).

— *Secuencia de formación de estructuras en el límite entre los dominios del Domo del Garona y del Valle de Arán. Discusión*

Las estructuras que se observan en los materiales silúricos que conforman el límite entre los dominios del Domo del Garona y del Valle de Arán, son las siguientes:

— Foliación subhorizontal (S_2), localizada principalmente en la parte baja de las ampelitas silúricas.

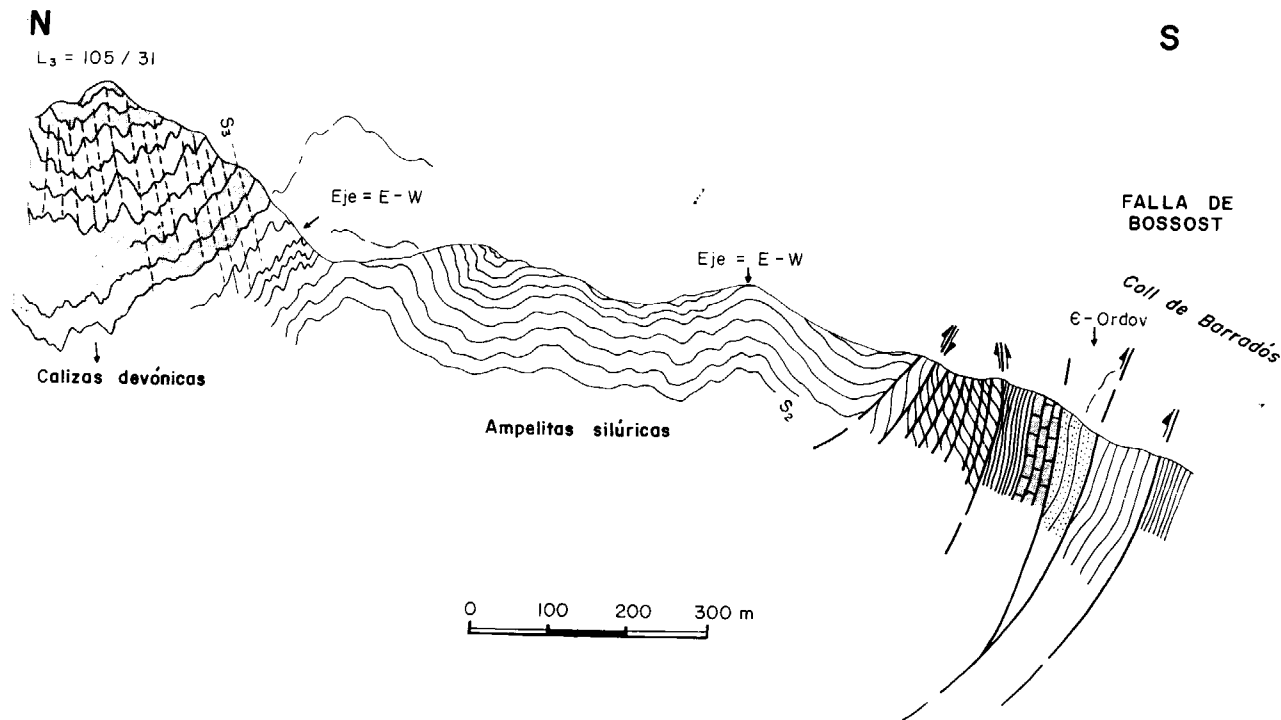


Figura 86.—Corte geológico por las ampelitas silúricas, al norte del Coll de Barradós. Al sur se reconocen despegues vergentes al sur, buena parte de ellos posiblemente relacionados con la Falla de Bossost.

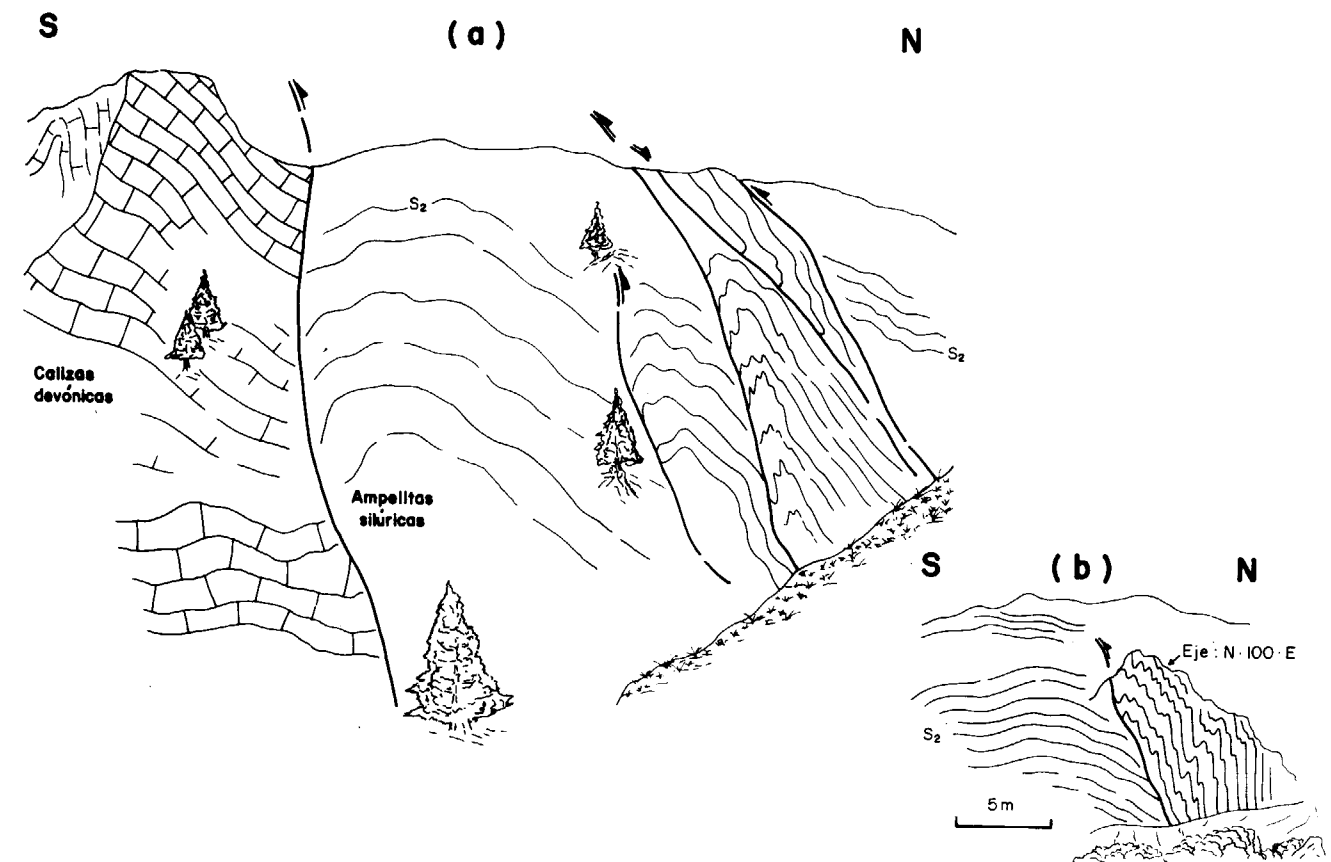


Figura 87.—a) Cabalgamientos que afectan a las ampelitas silúricas y calizas devónicas en el río Unyola, al sur del Lago Montoliu. b) Despegues vergentes al sur relacionados con pliegues derechos de dirección N 100 E, afectando a las ampelitas silúricas de la misma zona.

— Cabalgamientos convergentes hacia la base y pliegues vergentes al sur, de dirección E-O, relacionados con un despegue. Estas estructuras aparecen principalmente hacia la base de las ampelitas.

— Pliegues derechos E-O y clivaje subvertical (S_3) asociado a ellos, localizados principalmente en la parte alta de las ampelitas silúricas, en las proximidades de las rocas devónicas.

Según criterios de superposición de estructuras, las primeras reconocibles, en estos materiales corresponden a la foliación subhorizontal S_2 , y es anterior a los cabalgamientos convergentes hacia la base. Posiblemente, hacia arriba, los ca-

balgamientos dan lugar a pliegues derechos, a los que se asocia el clivaje (S_3).

Esta sucesión de estructuras contrasta con la propuesta por ZWART (1963 b y 1979), el cual considera que las foliaciones subhorizontal (S_2) del Domo del Garona y subvertical (S_3) del Sinclinatorio del Valle de Arán se forman a la vez. Como se puede deducir de los datos obtenidos en la elaboración de este trabajo, no parece ser así, ya que la foliación S_2 es anterior a los despegues y el clivaje S_3 es posterior a ellos.

Otros autores, como POUGET (1988) y POUGET et al. (1988) consideran que la primera deformación corresponde a la que aparece afectada, dentro del Domo del Garona, por la foliación subho-

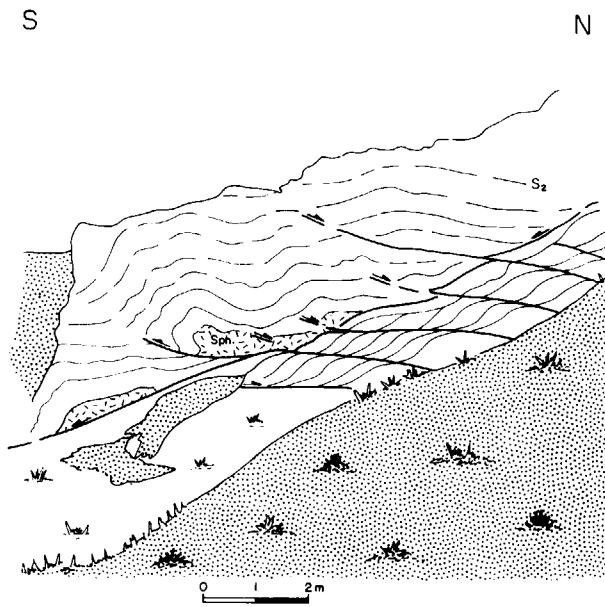


Figura 88.—Aspecto de campo de los cabalgamientos mineralizados, dirigidos al sur, desarrollados en la parte basal de las ampelitas silúricas del oeste de Bausén. Aparecen pequeñas cizallas con sentido de movimiento hacia el norte.

horizontal (S_2). Asimismo, estos autores consideran que las estructuras que aparecen fuera del Domo del Garona, caracterizadas por el clivaje subvertical, también pertenecen a la primera generación de estructuras. La foliación subhorizontal S_2 , para POUGET et al. (1988), es la última foliación en desarrollarse y diseña la actual morfología del Domo del Garona, originada durante un proceso diapírico de rocas neísicas. Posiblemente, la primera foliación reconocida dentro del Domo del Garona por los autores anteriormente citados, corresponda al primer clivaje (S_1) descrito en este trabajo. La foliación subvertical localizada fuera del Domo del Garona y considerada como la S_1 por POUGET (1988) y POUGET et al. (1988), corresponde seguramente al clivaje de tercera generación (S_3), según la secuencia de deformación de este trabajo.

Recientemente, autores de la Escuela holandesa (VAN DEN EECKHOUT y ZWART, 1988) han propuesto para la zona estudiada una sucesión de formación de estructuras que también contrasta con la propuesta en este trabajo. Estos autores, al igual que POUGET et al. (1988), consideran que la primera deformación dentro del Domo

del Garona es la misma que la que se propone en este trabajo (D1). Pero que fuera del Domo corresponde a las estructuras dominantes, consideradas en este trabajo como la tercera generación de estructuras (D3). Las estructuras dominantes del Domo del Garona, consideradas en este trabajo como la segunda generación de estructuras (D2), para VAN DEN EECKHOUT y ZWART (1988) serían las últimas, ligadas a una tectónica extensional que estos autores proponen para la Zona Axial pirenaica.

REFERENCIAS

- ALONSO, J. L. (1979): *Deformaciones sucesivas en el área comprendida entre Liat y el Puerto de Orlá. Control estructural de los depósitos de sulfuros (Valle de Arán. Pirineos centrales)*. Tesis Licenciatura. Univ. de Oviedo, 26 pp.
- AUTRAN, A. (1987): *Contribución a la «Sintesis geológica del Pirineo y cuencas de antepaís (Ebro y Aquitania)»*. Mapa geológico del Pirineo a escala 1:250.000. ITGE - BRGM.
- BEJAR, M. (1985): *Investigación de anomalías geoquímicas en áreas de inscripciones de reserva del Estado «Maladeta Norte» y «Aneto»: Prospección al martillo en las zonas de Bossots y Sierra de Guarbes*. Informe interno. Inst. Geol. Min. Esp., Madrid.
- BERTRAND, L. (1910): *Carte géologique à 1:80.000 «Bagnères de Luchon» (252)*. BRGM. Service Géologique National, 1.^a édition, France.
- BODIN, J. (1988): *Le Dévonien inférieur et moyen des Pyrénées ariégeoises et centrales*. Documents du BRGM, Orléans, núm. 153, 255 pp.
- BODIN, J. & LEDRU, P. (1986): *Nappes hercyniennes précoces à matériel dévonien hétéropique dans les Pyrénées ariégeoises*. C. R. Acad. Sc. Paris, 302 (2), pp. 969-974.
- BOISSONNAS, J. (1972): *Carte géologique à 1:50.000 «Pic de Maubermé» (XIX-48)*. BRGM. Service Géologique National, Orléans, France.
- BOISSONNAS, J. & AUTRAN, A. (1974): *Succession des déformations de la région du Pic de Maubermé (Pyrénées centrales) au cours de l'orogénèse hercynienne*. Bull. du BRGM, Orléans (2), II, 1, p. 22.
- BOSCHMA, D. (1963): *Successive Hercynian structures in some areas of the Central Pyrenees*. Leidse Geol. Meded., 28, pp. 103-176.
- BRESSER, J. H. P. de; MAJOOR, F. J. M. & PLOEGSMA, M. (1986): *New insights in the structural and metamorphic history of the Western Lys-Caillaouas massif (Central Pyrenees, France)*. Geol. en Mijnbouw, Dordrecht, 65, pp. 177-187.
- CALEMBERT, L. (1951): *Sur la géologie des environs de Bosost (Hautes Pyrénées d'Espagne)*. Ann. Soc. Géol. de Belgique, Liège, LXXV, pp. 123-130.
- CARALP, J. (1888): *Etudes géologiques sur les hautes massifs des Pyrénées centrales (Ariège, Haute Garonne, Vallée d'Aran)*. Thèse, Toulouse, 512 pp.
- CASAS, J. M.; DOMINGO, F.; POBLET, J. & SOLER, A. (1989): *On the role of the Hercynian and Alpine thrusts in the Upper Paleozoic rocks of the Central and Eastern Pyrenees*. Geodinamica Acta, Paris, 3, 2, pp. 135-147.
- CASAS, J. M., & POBLET, J. (1989): *Essai de restitution de la déformation dans une zone avec plis et chevauchements: le «synclinal de Llavorsí» dans les Pyrénées centrales (Espagne)*. C. R. Acad. Sci. Paris, 308, II, pp. 427-433.
- CYGAN, C.; PERRET, M. F. & RAYMOND, D. (1980/81): *Le Dévonien et le Carbonifère du «Synclinal de Villefranche-de-Conflent» (Pyrénées orientales, France): datation par Conodontes et conséquences structurales*. Bull. du BRGM, Orléans (II), 1, pp. 113-118.
- DALLONI, M. (1930): *Etude géologique des Pyrénées catalanes*. Ann. Fac. Sc., Marseille, XXVI, 373 pp.
- DERAMOND, J.; GRAHAM, R. M. HOSSACK, J. R.; BABY, P. & CROUZET, G. (1985): *Nouveau modèle de la Chaîne des Pyrénées*. C. R. Acad. Sc. Paris, 301, II, pp. 1213-1216.
- DESTOMBES, J. P. & VAYSSE, A. (1947): *Sur le Gothlandien de la Vallée de la Pique (Haute Garonne)*. Bull. Soc. géol. France, Paris (5), XVII, pp. 403-409.
- DOMINGO, F.; MUÑOZ, J. A. & SANTANACH, P. (1988): *Estructuras d'encavalcament en els materials del sòcol hercinià del massís de la Tosa d'Alp (Pirineu oriental)*. Acta Geol. Hispanica, Barcelona, 23, pp. 141-153.
- ECORS Pyrenees team (1988): *The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees*. Nature, London, 331, 508-511 pp.
- EECKHOUT, VAN DEN B. (1986): *A case study of a mantled gneis antiformal, the Hospitalet massif Pyrenees (Andorra, France)*. Geologica Ultraiectina, Utrecht, 45, pp. 1-193.
- EECKHOUT, VAN DEN B. & ZWART, H. J. (1988): *Hercynian crustal scale extensional shear zone in the Pyrenees*. Geology, Boulder, 16, 135-138.
- FONTBOTE, J. M.; MUÑOZ, J. A., y SANTANACH, P. (1986): *On the consistency of proposed models for the Pyrenees with the structure of the eastern parts of the belt*. Tectonophysics, 129, pp. 291-301.
- GARCIA-SANSEGUNDO, J. (1984): *Prospección para varias sustancias en diversas áreas en las inscripciones de reserva del Estado «Maladeta Norte» y «Aneto»: Investigación geológico-minera de la zona de Artiga de Lin*. Informe interno. Inst. Geol. Min. Esp., Madrid, pp. 70-95.
- GARCIA-SANSEGUNDO, J. (1985a): *Investigación de anomalías geoquímicas en áreas de las inscripciones de reserva del Estado «Maladeta Norte» y «Aneto»: Prospección al martillo en la zona de Bausen*. Informe interno. Inst. Geol. Min. Esp., Madrid.
- GARCIA-SANSEGUNDO, J. (1985b): *Reconocimiento de detalle del contacto calizas-granodiorita en zonas favorables del Pirineo Axial Central: Prospección al martillo en las zonas del Montarto, Estanyet y La Forcanada*. Informe interno. Inst. Geol. Min. Esp., Madrid.
- GARCIA-SANSEGUNDO, J. (1990): *Structure of the Paleozoic in the Aran Valley, Axial zone, central Pyrenees*. Bull. Soc. géol. France, Paris (8), VI, núm. 2, pp. 229-239.
- GARCIA-SANSEGUNDO, J. & ALONSO, J. L. (1989): *Stratigraphy and structure of the southeastern Garona Dome*. Geodinamica Acta, Paris, 3, 2, pp. 127-134.
- GHOSH, S. K. & RAMBERG, H. (1968): *Buckling experiments on intersecting fold patterns*. Tectonophysics, Amsterdam, 5 (2), pp. 89-105.
- GRAY, D. R. (1978): *Cleavages in deformed psammitic rocks from southern Australia: Their nature and origin*. Geol. Soc. American Bull., 89, pp. 577-590.
- GUERIN, P. (1979): *Les mineralisations zinccíferes d'Ordovicien de la region de Liat (Val d'Aran, prov. de Lérida, Espagne)*. Thèse 3ème Cycle. Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 203 pp.
- HUDESTON, P. J. (1973): *Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development*. Tectonophysics, Amsterdam, 16, pp. 189-214.
- KLEINSMIEDE, W. F. J. (1960): *Geology of the Valle de Arán (Central Pyrenees)*. Leidse Geol. Meded., 25, pp. 129-245.
- KRIEGSMAN, L. M. (1989): *Structural geology of the Lys-Caillaouas massif, Central Pyrenees. Evidence of large scale recumbent fold of late variscan age*. Geodinamica Acta, 3, 2, pp. 163-170.
- KRIEGSMAN, L. M.; AERDEN, D. G. A. M.; BAKKER, R. J.; BROK, S. W. J. DEN & SCHUTJENS, P. M. T. M. (1989): *Variscan tectonometamorphic evolution of the eastern Lys-Caillaouas massif, Central Pyrenees - evidence for a late orogenic extension prior to peak metamorphism*. Geol. en Mijnbouw, Dordrecht, 68, pp. 323-333.
- LOSANTOS, M.; ARAGONES, E.; PALAU, J. & PUIGDEFABREGAS, C. (1989): *Mapa geològic de Catalunya a escala 1:250.000*. Servei Geològic de Catalunya. Barcelona.
- LOSANTOS, M.; PALAU, J. & SANZ, J. (1986): *Considerations about hercynian thrusting in the Marimanya massif (Central Pyrenees)*. Tectonophysics, Amsterdam, 129, pp. 71-79.
- MAJESTE-MENJOULAS, C. (1979a): *Evolution alpine d'un segment de chaîne varisque: Nappe de Gavarnie, chevauchement Cinq-Monts-Gentiane (Pyrénées centrales et occidentales)*. Thèse Sci., Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 343 pp.
- MAJESTE-MENJOULAS, C. (1981): *Superpositions d'unités varisques à séries hétéropiques du Dévonien supérieur dans la Nappe alpine de Gavarnie (Pyrénées centrales)*. Bull. Soc. géol. France, Paris (7), XXIII, pp. 673-678.
- MAJESTE-MENJOULAS, C. (1982): *L'unité paléozoïque de Bachebirou-Chinipro, témoin d'une tectonique tangentielle varisque dans les Pyrénées centrales*. C. R. Acad. Sci. Paris, 294 (II), pp. 145-150.

- MARTINEZ, A. & VERGES, J. (1984): *Prospección para varias sustancias en diversas áreas en las inscripciones de reserva del Estado «Maladeta Norte» y «Aneto»: Investigación geológico-minera del área Margalida-Victoria*. Informe interno. Inst. Geol. Min. Esp., Madrid, pp. 8-69.
- MARTINEZ, A.; VERGES, J. & SOLER, M. (1982): *Exploración estratégica y táctica del Pirineo Central: III Investigación geológico-minera de la zona Liat-Montgarri (Vall d'Aran)*. Informe interno. Inst. Geol. Min. Esp., Madrid, 60 pp.
- MATTE, Ph. (1969): *Le problème du passage de la schistosité horizontale à la schistosité verticale dans le dôme de Garonne (Paléozoïque des Pyrénées Centrales)*. C. R. Acad. Sc. Paris, 268, pp. 1841-1844.
- MATTE, Ph. & XU ZHI, Q. (1988): *Decollements in slate belts, examples from the European variscides and the Qin Ling Belt of Central China*. Geol. Rundschau, Stuttgart, 77, 1, pp. 227-238.
- MEY, P. H. W. (1967): *The Geology of the Upper Ribagorzana and Baliera valleys, Central Pyrenees, Spain*. Leidse Geol. Meded., 41, pp. 153-220.
- MEY, P. H. W. (1968): *Geology of the Upper Ribagorzana and Tor valleys, Central Pyrenees, Spain*. Leidse Geol. Meded., 41, pp. 229-292.
- MORET, J. F. & WEYANT, M. (1986): *Datation de l'Emsien-Dévonien moyen des calcaires de Campaüs et des schistes d'Escala-Alta, équivalents occidentaux de la «série de Salau» (zone axiale pyrénéenne, Haute Noguera-Pallaresa, province de Lerida, Espagne). Conséquences structurales*. C. R. Acad. Sc. Paris, 302 (II), pp. 353-356.
- MUÑOZ, J. A. (1985): *Estructura Alpina i Herciniana a la vora sud de la Zona Axial del Pirineo Oriental*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 305 pp.
- MUÑOZ, J. A. (1988): *Estructura de las unidades surpirenaicas en la transversal del corte ECORS*. Guía de Campo de la «Reunión extraordinaria ECORS-PIRINEOS», Bausens-Balaguer.
- OELE, J. A. (1966): *The structural history of the Vall Ferrera Area. The transition zone between the Aston Massif and the Salat-Pallaresa Anticlinorium (Central Pyrénées, France, Spain)*. Leidse Geol. Meded., 38, pp. 129-164.
- PARISH, M. (1984): *A structural interpretation of a section of the Gavarnie nappe and its implications for Pyrenean Geology*. J. Struct. Geol., Oxford, 6, pp. 247-255.
- POUGET, P. (1984): *Géologie de la région de Lespoune (Hautes Pyrénées)*. Thèse 3ème Cycle. Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 347 pp.
- POUGET, P. (1988): *Caractéristiques structuro-métamorphiques et processus d'évolution du Dôme de Bosost (Pyrénées centrales franco-espagnoles)*. Strata, Toulouse, série 1, vol. 4, pp. 153-157.
- POUGET, P.; LAMOUREUX, C. & DEBAT, F. (1988): *Le dôme de Bosost (Pyrénées centrales): réinterprétation majeure de sa forme et de son évolution tectonométamorphique*. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 307, série II, pp. 949-955.
- RAGUIN, E. (1951): *Carte géologique à 1:80.000, «Bagnères de Luchon» (252)*. BRGM. Service Géologique National, 2.ª édition, France.
- RAMSAY, J. G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, New York, 568 pp.
- RAYMOND, D. (1980): *Dévoüverte d'une unité allochtone varisque dans le Haut Pays de Sault (zone axiale pyrénéenne, confins de l'Aude et de l'Ariège)*. C. R. somm. Soc. géol. Fr., Paris, 6, pp. 250-252.
- RAYMOND, D. (1986): *Tectonique tangentielle varisque dans le Paléozoïque supérieur de l'Est des Pyrénées françaises: l'exemple du Pays de Sault (Nord du granite de Querigout, Aude et Ariège) et régions voisines*. Bull. Soc. géol. France, Paris (8), II, 3, pp. 479-485.
- SEGURET, M. & PROUST, F. (1968a): *Contribution à l'étude des tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne: l'allure anticlinale de la schistosité à l'Ouest du massif de l'Aston (Pyrénées Centrales) n'est pas originelle mais due à un replissement*. C. R. Acad. Sc. Paris, 266 (D), pp. 317-320.
- SEGURET, M. & PROUST, F. (1968b): *Tectonique hercynienne des Pyrénées centrales: signification des schistosités redressées, chronologie des déformations*. C. R. Acad. Sc. Paris, 266 (D), pp. 984-987.
- SITTER, L. U. de (1953): En FRANCKEN, 1954.
- SITTER, L. U. de (1954a): *Note préliminaire sur la géologie du Val d'Aran*. Leidse Geol. Meded., 18, pp. 272-280.
- SITTER, L. U. de (1954b): *Note provisoire sur la géologie préliminaire des Pyrénées ariégeoises et garonnaises*. Leidse Geol. Meded., 18, pp. 292-307.
- SITTER, L. U. de & ZWART, H. J. (1962): *Geological map of the Paleozoic of the Central Pyrenees, 1:50.000; sheet 1 Garonne, sheet 2 Salat*. Leidse Geol. Meded., 27, pp. 191-236.
- SÓLER, M. (1973): *Cartes géologiques des Pyrénées, au 1:250.000. Feuilles de Pau, Toulouse, Luz et Foix*. Soc. Nat. Pétr. d'Aquitaine.
- SOULA, J. C. (1982): *Characteristics and mode of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in central-eastern Pyrenees*. J. Struct. Geol., Oxford, 3, pp. 313-342.
- SOULA, J. C.; DEBAT, P.; DERAMOND, J.; GUCHERREAU, J. Y.; LAMOUREUX, Ch.; POUGET, P. & ROUX, L. (1986a): *Evolution structurale des ensembles métamorphiques des gneiss et des granitoïdes dans les Pyrénées centrales*. Bull. Soc. géol. France, Paris, 8, II (1), pp. 79-93.
- SOULA, J. C.; DEBAT, P.; DERAMOND, J. & POUGET, P. (1986b): *A dynamic model of the structural evolution of the Hercynian Pyrenees*. Tectonophysics, Amsterdam, 129, pp. 115-147.
- TEIXELL, A. (1990): *Alpine thrusts at the western termination of the Pyrenean Axial Zone*. Bull. Soc. géol. France, Paris (8), VI, núm. 2, pp. 241-249.
- TEIXELL, A. & GARCIA-SANSEGUNDO, J. (en prensa): *Mapa geológico de España, a escala 1:50.000, Hoja de Zuriza (núm. 118)*. 2.ª serie MAGNA. ITGE, Madrid.

- TEIXELL, A.; GARCIA-SANSEGUNDO, J. & ZAMORANO, M. (en prensa): *Mapa geológico de España, a escala 1:50.000, Hoja de Ansó (núm. 144)*. 2.ª serie MAGNA. ITGE, Madrid.
- TIJERO, F. (1984): *Prospección para varias sustancias en diversas áreas en las inscripciones de reserva del Estado «Maladeta Norte» y «Aneto»: Prospección geofísica y geoquímica en la zona de Lago Redondo*. Informe interno. Inst. Geol. Min. Esp., Madrid, pp. 139-154.
- VERHOEF, P. N. W.; VISSERS, R. L. M. & ZWART, H. J. (1984): *A new interpretation of the structural and metamorphic history of the western Aston massif (Central Pyrenees, France)*. Geologie, en Mijnbouw, Dordrecht, 63, pp. 399-410.
- VERNHEIT, Y. (1981): *Les mineralisations zincifères de l'Ordovicien et du Devonien du Val d'Orle (district de Sentein, Ariège) et la région de Fourcay (Val d'Aran, Espagne)*. Thèse 3ème Cycle, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 226 pp.
- WENNEKERS, J. H. N. (1968): *The geology of the Esera valley and the Lys-Caillouas massif, Central Pyrenees, Spain, France*. Thesis. Univ. Leiden, 46 pp. In: ZWART, 1979.
- WILLIAMS, G. D. (1985): *Thrust tectonics in the south central Pyrenees*. J. Struct. Geol., Oxford, 7, 1, pp. 11-17.
- WILLIAMS, G. D. & FISCHER, M. W. (1984): *A balanced section across the Pyrenean orogenic belt*. Tectonics, Washington, 3, pp. 773-780.
- ZWART, H. J. (1958): *Regional metamorphism and related granitization in the Valle de Arán (Central Pyrenees)*. Geol. en Mijnbouw, Dordrecht, 20, pp. 18-30.
- ZWART, H. J. (1960): *Relations to the folding and metamorphism in the Pyrenees, and their chronological succession*. Geol. en Mijnbouw, Dordrecht, 22, pp. 163-180.
- ZWART, H. J. (1962): *On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its application to the Bosost area (Central Pyrenees)*. Geol. Rundschau, Stuttgart, 52 pp. 38-65.
- ZWART, H. J. (1963a): *Metamorphic history of the Central Pyrenees*. Part. II. *Valle de Arán, sheet 4*. Leidse Geol. Meded., 28, pp. 321-376.
- ZWART, H. J. (1963b): *The structural evolution of the Paleozoic of the Pyrenees*. Geol. Rundschau, Stuttgart, 53, pp. 170-205.
- ZWART, H. J. (1965): *Geological map of the Paleozoic of the Central Pyrenees, Aston, France, Andorra, Spain sheet 6*. Leidse Geol. Meded., 33, pp. 191-254.
- ZWART, H. J. (1979): *The Geology of the Central Pyrenees*. Leidse Geol. Meded., 50, 74 pp.
- ZWART, H. J. (1986): *The Variscan Geology of the Pyrenees*. Tectonophysics, Amsterdam, 129, pp. 9-27.
- Original recibido: Septiembre de 1991.
Original aceptado: Octubre de 1991.

GEOLOGIA

Caracterización estratigráfica y estructural del Paleozoico de Les Gavarres (Cadenas Costero Catalanas, NE de España).

Por A. BARNOLAS (1) y J. GARCIA-SANSEGUNDO (2)

RESUMEN

La sucesión paleozoica de Les Gavarres está formada por rocas de edad comprendida entre Cambro-Ordovícico y Devónico. Los materiales presilúricos son muy potentes, llegando a los 4.000 m. de espesor, y en ellos se distinguen dos series bien definidas. La inferior y más potente, contiene principalmente rocas siliciclásticas con algunos niveles calcáreos. La superior presenta la sucesión típica del Ordovícico Superior formada por conglomerados, volcanitas ácidas, areniscas, limolitas con intercalaciones calcáreas y lutitas. Las rocas silúricas consisten en ampelitas negras, por encima de las cuales afloran calizas y margas, con fauna del Devónico Inferior en los tramos más altos de la serie.

Las primeras estructuras que se han observado en Les Gavarres son de la generación principal y consisten en pliegues a todas las escalas, de plano axial subhorizontal, dirección axial E-O y vergencia sur. A estas primeras estructuras se asocia el clivaje principal de Les Gavarres (S_1) que está generalizado en casi toda la zona y se encuentra en posición subhorizontal. Estos primeros pliegues se ven afectados por otras dos generaciones de pliegues derechos de direcciones E-O y N-S, respectivamente, a los que se asocian unas crenulaciones que aparecen irregularmente distribuidas en el Macizo de Les Gavarres. Además de los pliegues, se han reconocido cabalgamientos que cortan a las estructuras de primera generación. Estos cabalgamientos afectan tanto a rocas presilúricas como silúrico-devónicas y su relación temporal con las dos generaciones de pliegues derechos no es bien conocida.

Palabras clave: Paleozoico, Cadenas Costero-Catalanas, Hercínico.

ABSTRACT

The Paleozoic succession in the Gavarres area is constituted by Cambro-Ordovician, Silurian and Devonian rocks. The presilurian series is very thick (about 4,000 m.). The lower part of this series consists of siliciclastic rocks with interbedded carbonates. In the upper part, sandstones, slates, conglomerates with muddy matrix and acid volcanosedimentary rocks, with Ashgillian faunas, have been found. The Ordovician rocks are overlain by black shales of Silurian age. In the upper part of the Paleozoic series, limestones rich in lower Devonian faunas are present. These faunas are observed for the first time in the Gavarres area.

The deformation structure of these rocks may be attributed to the Hercynian orogeny. The first deformation phase recognized in the Gavarres area is the dominant of the area. It is characterized by recumbent, E-W trending and S-verging folds, which bear associated a subhorizontal regional cleavage (S_1). These structures are deformed by two systems of upright E-W and N-S trending folds. Crenulations are associated with both late systems. It has been found that thrusting took place after the first deformation phase, although the relationships between the thrusts and the late upright folds have not been observed.

Key words: Paleozoic, Catalanian Coastal Ranges, Hercynian.

(1) División de Geología y Geofísica, ITGE. Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid (España).

(2) División de Geología y Geofísica, ITGE. Mayor, 20. 22700 Jaca (Huesca, España).

INTRODUCCION

Este trabajo constituye un texto modificado del que previamente, en el año 1986, fue entregado para su publicación en el «Llibre Homenatge a Faura i Sans», y como tal ha sido referenciado en trabajos posteriores a esta fecha. Debido a que este libro finalmente no ha sido publicado y a la importancia de los datos geológicos que se aportan, los autores han preferido proceder a su publicación en el Boletín Geológico Minero. La descripción estratigráfica de Les Gavarres, que aquí se expone, complementa y mejora la presentada anteriormente por BARNOLAS et al. (1980).

El macizo de Les Gavarres está situado en la parte septentrional de las Cadenas Costero Catalanas (fig. 1). En este macizo afloran rocas paleozoicas, principalmente presilúricas. La sucesión presilúrica de Les Gavarres es, probable-

mente, la más completa y mejor representada de la Cadena Costero Catalana. Sin embargo, en lo referente a la datación de las diferentes unidades litoestratigráficas no ha podido ser mejorada debido a la mala conservación de la fauna encontrada. El hecho de haber localizado diversos niveles faunísticos a lo largo de la sucesión estratigráfica, permite albergar esperanzas de progresar en este terreno.

En este trabajo también se aportan datos sobre la estructura del macizo de Les Gavarres que constituyen los primeros estudios de este tipo realizados en esta zona desde el trabajo de MARCET RIBA y SOLE SABARIS (1949). Estos datos, además de poner en evidencia la existencia de algunas estructuras importantes, se establece una secuencia de deformación que es válida para todo el macizo de Les Gavarres.

El primer autor que se ocupó del estudio de las rocas paleozoicas de la zona fue VIDAL (1886), que atribuyó al Ordovícico y al Silúrico la serie lutítica de Les Gavarres. Otros trabajos que han contribuido al conocimiento de estas rocas fueron realizados principalmente durante la primera mitad de este siglo; entre ellos se pueden citar los de FAURA I SANS (1913, 1923), SCHRIEL (1929), SAN MIGUEL DE LA CAMARA (1931), ASHAUER y TEICHMULLER (1935) y MARCET RIBA y SOLE SABARIS (1949). Posteriormente, BARNOLAS et al. (1980) realizan la primera descripción estratigráfica completa, donde se reconocen las unidades estudiadas en este trabajo, y su correlación con otras series estratigráficas paleozoicas del Pirineo.

En JULIVERT y MARTINEZ (1980, 1983), JULIVERT y DURAN (1983) y JULIVERT et al. (1984), puede encontrarse una síntesis de los datos estratigráficos, bioestratigráficos y sedimentológicos conocidos de las Cadenas Costero Catalanas.

ESTRATIGRAFIA

La sucesión estratigráfica de las rocas silúricas y presilúricas de las Cadenas Costero Catalanas es comparable a la del Pirineo Central y oriental definida por CAVET (1957). Así, VILADEVALL (1978) y BARNOLAS et al. (1983-84) correlacionaron las series estratigráficas inferiores metamórficas de los macizos de Montseny y Gilleries, con la Serie de Canaveilles del Pirineo oriental.

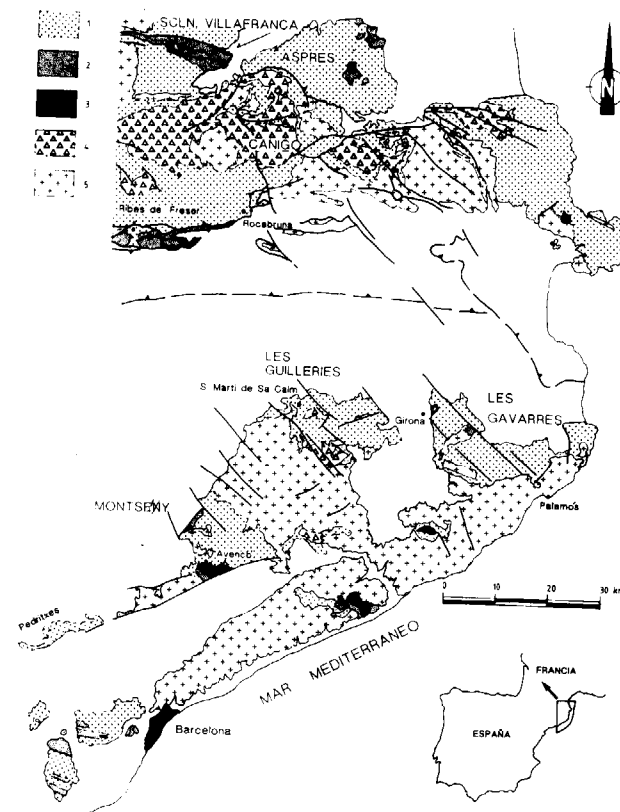


Figura 1.—Mapa geológico de las Cadenas Costero Catalanas y Pirineo oriental. 1) Rocas presilúricas. 2) Rocas silúrico-devónicas. 3) Rocas carboníferas. 4) Neises. 5) Rocas graníticas.

BARNOLAS et al. (1980) relacionaron las series Cambro-Ordovícicas de Les Gavarres con algunas formaciones del Pirineo central y oriental, estudiadas por diversos autores. En el presente trabajo se describe la sucesión estratigráfica completa de Les Gavarres que puede ser correlacionada tanto con las series del Pirineo como con las de los demás macizos paleozoicos de las Cadenas Costero Catalanas. Se emplearán en la descripción nombres locales, informales para referirse a las unidades litoestratigráficas de Les Gavarres.

En este trabajo se omiten, salvo ésta, las referencias al sector más oriental de Les Gavarres, correspondientes a los afloramientos cercanos a Bagur, y que no ha sido objeto de estudio. En cualquier caso, es conveniente destacar que en este sector afloran abundantes calizas (Calizas de Bagur), que tradicionalmente han sido consideradas silúrico-devónicas (FAURA I SANS, 1913 y 1923). Sin embargo, a la vista de los datos estratigráficos obtenidos en el presente trabajo, conviene señalar la posibilidad de que, por lo menos en su mayor parte, se trate de rocas más antiguas, probablemente cámbricas u ordovícicas.

Serie heterolítica inferior de Les Gavarres

La parte inferior de la sucesión estratigráfica del Paleozoico de Les Gavarres está formada por una serie heterolítica, denominada así por la variedad litológica que presenta. Las facies dominantes en esta serie están formadas por alternancias centimétricas a decimétricas de lutitas y areniscas, frecuentemente cuarcíticas. En ocasiones se observan importantes intercalaciones de cuarcitas, areniscas arcósicas y calizas.

Esta serie inferior aflora extensamente en todo el área, sin embargo, donde mejor representada se encuentra es en el sector más occidental (figura 2), donde se pueden observar buenos cortes a lo largo de las carreteras de Quart a Els Angles, Quart a Sant Mateu de Montnegre y Cassà de la Selva a La Bisbal. Se ha realizado un estudio detallado de la parte superior de esta unidad, en los cortes situados al norte de Fitor, de Mas Cals y de Sant Cebrià de Lledó. A partir de este estudio se han podido identificar algunos niveles guía que podrían ser útiles en la elaboración de

la cartografía geológica. La estratigrafía de la parte alta de esta sucesión se muestra de forma sintética en la figura 3.

En la carretera de Quart a Els Angles y en la de Cassà de la Selva a La Bisbal, afloran tramos cuya posición dentro de la serie es aparentemente bastante baja. Estos términos están constituidos por litologías predominantemente lutíticas que presenta tramos con abundantes intercalaciones decimétricas de cuarcitas. En la base de estos niveles cuarcíticos se observan a menudo pistas de locomoción y alimentación «crawling traces» y «feeding structures» (sensu FREY & SEILACHER, 1980), que contrastan con la ausencia de estructuras sedimentarias («sole marks»).

En otras zonas, como son Castellar de la Selva y los alrededores de Santa Pellàia, abundan las intercalaciones arcósicas con delgados niveles conglomeráticos sin que su posición estratigráfica esté bien definida. Los cantos de estos conglomerados son de cuarzo y lutitas y de tamaño inferior a 1 cm. En estas mismas localidades también se observan intercalaciones de rocas volcanoclásticas con tránsitos gradacionales a las rocas sedimentarias.

Por último, entre los materiales reseñables cuya posición estratigráfica dentro de esta serie no está resuelta, hay que señalar las intercalaciones calcáreas (calizas de Sant Julià de Ramís y de Bagur). Estas se encuentran aparentemente en tramos muy bajos de esta serie estratigráfica. Niveles calcáreos importantes también fueron observados dentro de la Serie de Jujols del Pirineo oriental (CAVET, 1957; LAUMONIER y GUI-TARD, 1978; ROBERT, 1980).

Por el contrario, la parte superior de la serie ha podido ser estudiada con cierto detalle en el corte de Sant Cebrià de Lledó, donde se ha localizado un interesante nivel faunístico. En este corte pueden observarse tres tramos bien definidos (fig. 3):

- 1) El tramo inferior es predominantemente lutítico, presentando abundantes intercalaciones centimétricas de limolitas y areniscas de grano fino, que hacia su mitad superior son más potentes, de hasta 30 cm. El espesor de este tramo es de aproximadamente 150 a 200 m., medidos a partir de unas

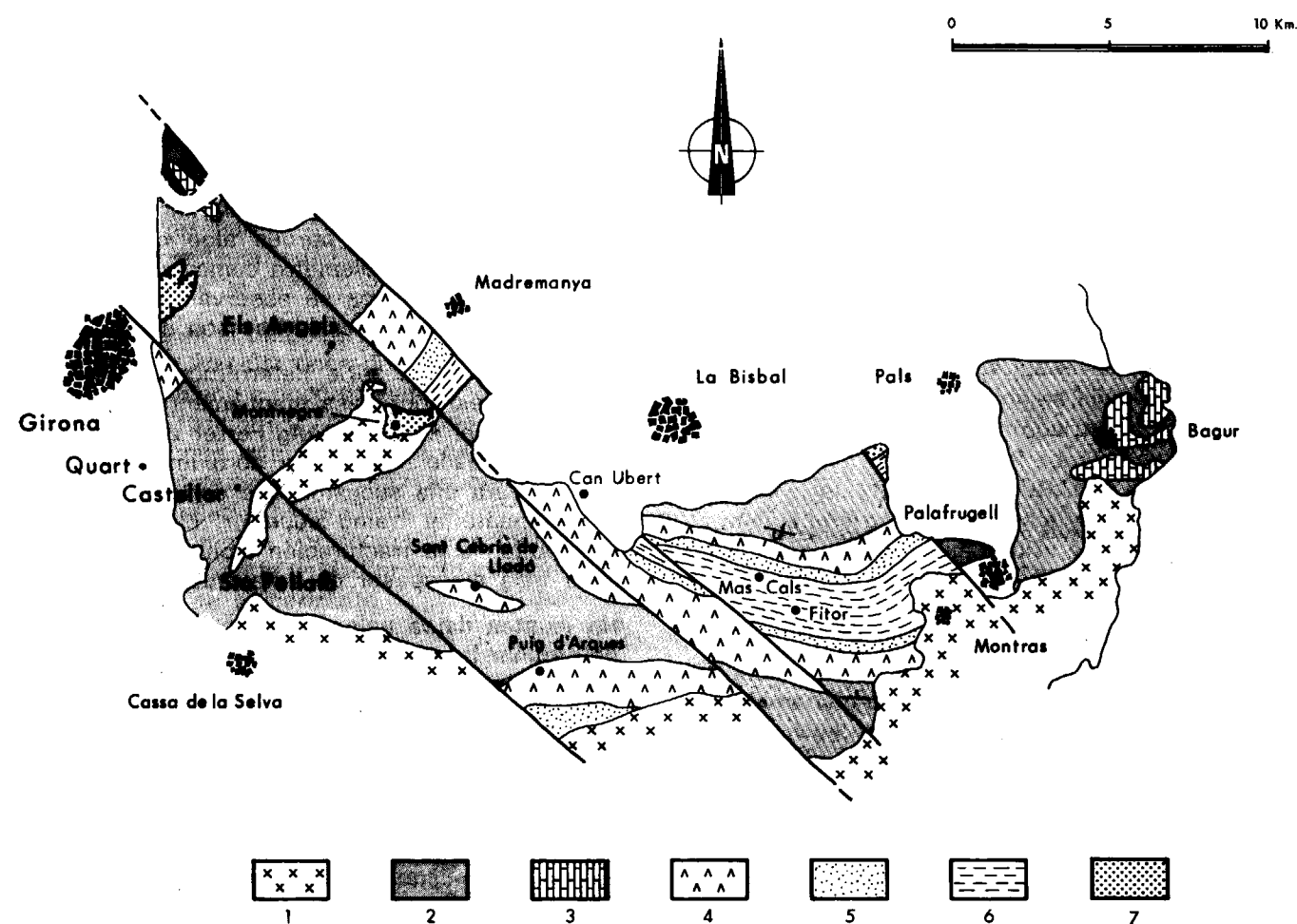


Figura 2.—Mapa geológico de Les Gavarres. 1) Rocas graníticas. 2) Serie heterolítica inferior de Les Gavarres. 3) Calizas de Bagur y de S. Julià de Ramís. 4) Conglomerados de S. Cebrià de Lledó y volcanitas ácidas de Els Metges. 5) Limolitas y calizas de Mas Cals. 6) Lutitas de Fitor. 7) Ampelitas negras silúricas y calizas y margas siluro-devónicas.

intercalaciones centimétricas de calizas y niveles ferruginosos que contienen abundantes restos de macrofauna muy mal conservada. Las areniscas, por lo general, son de grano fino. En algunas capas se han observado estructuras sedimentarias tractivas de alta energía, caracterizadas por laminación paralela («flat lamination») y estratificación cruzada en surco de bajo ángulo (HCS o «swasly stratification»). La estratificación cruzada de bajo ángulo suele encontrarse a techo de las capas más potentes (20-30 cm.), mientras que en los niveles más delgados (1-10 cm.) se reconocen estructuras internas de tipo turbidítico (Ta-c). En la base de algunos estratos se pueden obser-

var pistas de locomoción y alimentación. Por debajo de las intercalaciones calcáreas anteriormente citadas, la serie presenta en un espesor considerable (superior a los 800 metros), las mismas características litológicas observables en la parte superior.

- 2) El tramo intermedio se ha denominado «Cuarcitas y areniscas de Roca Filanera». Está formado por cuarcitas y areniscas cuarcíticas con una potencia estimada en 20 m. Las capas de este tramo tienen un espesor que varía entre 50 cm. y 2 m. El tamaño de grano puede variar entre arena media y gruesa. Cuando el clivaje regional permite reconocer la estructura interna de los estratos, se

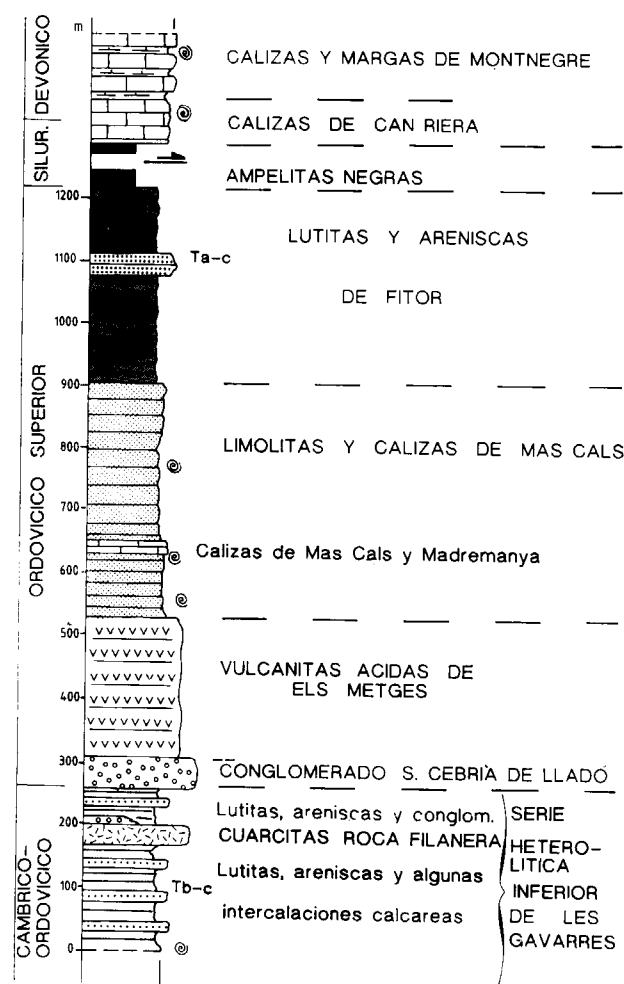


Figura 3.—Columna estratigráfica sintética del Paleozoico de Les Gavarres.

puede observar que en unos casos es de carácter masivo, mientras que en otros se aprecian laminaciones paralelas y estratificaciones cruzadas sigmoidales, en sets de 15 cm. de altura y con el «topset» bien desarrollado.

- 3) El tramo superior tiene un espesor entre 50 y 80 m., y su secuencia es claramente grano-decreciente. Se inicia con conglomerados y areniscas arcóscicas groseras y acaba con lutitas con delgadas intercalaciones limolíticas. Los niveles de conglomerados, de unos 60 cm. de espesor, se sitúan cerca de la base del tramo, y están formados por can-

tos redondeados de hasta 1 cm. de diámetro como máximo. Los cantos son de lutitas y rocas arcóscicas, y están inmersos en una matriz lutítica abundante. Los materiales detríticos groseros son los más abundantes del tramo. Los tramos más groseros se sitúan en la base e incluyen enclaves más oscuros, con los bordes algo difusos, de unos 5 cm. de diámetro como máximo. Los tramos más finos se observan en la parte superior, donde las lutitas son dominantes.

La potencia de la serie heterolítica inferior de Les Gavarres sobrepasa ampliamente los 2.000 metros. En el corte de Puig Ferrer a Mas Cals, se ha calculado un espesor aproximado de 800 metros para una sucesión que corresponde exclusivamente al tramo superior. El importante desarrollo de la fracturación alpina impide precisar más el espesor de esta unidad.

No existen datos paleontológicos que permitan determinar la edad de esta unidad. La única fauna hallada procede de la parte superior de la serie, a unos 200-250 m. por debajo del techo y corresponde a restos de trilobites y braquiópodos que por su mala conservación no han podido ser clasificados.

La serie heterolítica inferior de Les Gavarres fue denominada «Esquistos bandeados» por BARNOLAS et al. (1980). Estos mismos autores consideraron a esta sucesión estratigráfica comparable a las «Series Jujols» definida en el Pirineo oriental por CAVET (1957). La base de esta correlación es la convergencia de facies y su posición estratigráfica por debajo del conglomerado de base del Ordovícico Superior. Al igual que en Les Gavarres, la presencia de niveles calcáreos dentro de estas unidades litológicas fue señalada tanto por CAVET (1957) en la parte superior de la «Serie de Jujols» (Caliza de Coubris), como por LAUMONIER y GUITARD (1978), en el flanco sur del sinclinal de Vilafranca del Conflent (nivel calcáreo del Thuir) (fig. 1).

A la serie heterolítica inferior se le atribuye una edad cambro-ordovícica, al igual que su equivalente del Pirineo (VIDAL, 1886; SCHRIEL, 1929; MARCET RIBA y SOLE SABARIS, 1949; BARNOLAS et al., 1980). La atribución de esta edad se basa, por una parte, en que estas rocas afloran por debajo de otras unidades fosilíferas datadas como Caradoc-Ashgill, que están presentes tanto

en la Cadena Costero Catalana como en el Pirineo. Por otro lado, en la Montagne Noire existen series que desde un punto de vista litológico son comparables a la serie heterolítica inferior de Les Gavarres y que fueron datadas por CAVET (1957) como ordovícicas. En el macizo del Moutoumet, también se han datado mediante acritarcos series parecidas a las de Les Gavarres, obteniéndose una edad Tremadoc (COCCHIO, 1981).

Basándose en el tipo de litología, estructuras sedimentarias, asociaciones de pistas fósiles, propias de ambientes poco profundos y tipo de fauna hallada (trilobites y braquiópodos), se puede interpretar que esta unidad se depositó en un medio de plataforma externa. Las capas de arenisca representan esporádicos aportes, producidos principalmente por acción de tormentas. La parte superior de la unidad presenta una secuencia claramente somerizante.

Conglomerados de Sant Cebrià de Lledó

Esta unidad constituye un nivel guía importante que representa la base del Ordovícico Superior. Su espesor es de 50 m. aproximadamente. Se trata de un conglomerado con cantos heterométricos, redondeados que, debido a su naturaleza, a menudo presentan morfologías aplanadas. La naturaleza de los cantos es muy homogénea, siendo casi exclusivamente de areniscas cuarcíticas de grano fino, con restos abundantes de minerales opacos. Estos presentan deformación previa que probablemente es de origen sedimentario. Las dimensiones de los cantos varía entre 20 cm. y tamaño arena, siendo los comprendidos entre los 10 y los 3 cm. de diámetro los más abundantes.

La matriz del conglomerado es lutítica y abundante. A menudo contiene clastos entre tamaño arena y un centímetro de diámetro. Se observan gradaciones de los cantos, sin embargo, debido a la deformación posterior no es posible conocer exactamente su ordenación original.

Los Conglomerados de Sant Cebrià de Lledó son comparables a la Fm. Rabassa (HARTEVELT, 1970), reconocida en el Pirineo central y oriental, que ocupan idéntica posición estratigráfica. En las Cadenas Costero Catalanas han sido reconocidos niveles comparables en la zona de Sant

Martí de Sacalm (Guilleries, ver fig. 1) (BARNOLAS et al., 1980). El conglomerado observado en Les Guilleries tiene las mismas características que el de Sant Cebrià de Lledó, aunque es más potente y presenta cantos de mayor tamaño, que pueden llegar excepcionalmente al metro cúbico (BARNOLAS et al., 1983-84).

En el Pirineo, el conglomerado de Rabassa ha sido interpretado por HARTEVELT (1970) como originado por mecanismos de transporte de tipo «mud-flow». Dada la distribución de espesores, este autor supone un área fuente meridional. Los cantos proceden de materiales ajenos a las formaciones infrayacentes, lo que permite interpretar un origen lejano para el conglomerado. BARNOLAS et al. (1983-84) y DURAN (1985) realizan la misma interpretación para el conglomerado de Sant Martí Sacalm, que podría ser válida para el Conglomerado de Sant Cebrià de Lledó. Dado el carácter somero de las facies sobre las que se apoya y el carácter subaéreo de las volcanitas ácidas suprayacentes, hay que interpretar a este conglomerado como depositado en un medio subaéreo. En este caso, por su facies puede corresponder tanto a un «mud flow» ligado al inicio de la actividad volcánica, como a una tillita glaciar. La ausencia de material de origen volcánico en el conglomerado parece apoyar la segunda hipótesis.

Volcanitas ácidas de «Els Metges»

Se ha denominado así a un potente tramo de rocas de origen volcánico y volcanosedimentario. Anteriormente esta unidad se denominó «Serie volcanosedimentaria» (BARNOLAS et al., 1980). Aflora ampliamente en el macizo de Les Gavarres (fig. 2), y aparece por encima de los Conglomerados de Sant Cebrià de Lledó, como se puede observar en Puig d'Arques, Sant Cebrià, etcétera. En otras zonas, como las de Els Angels-Madremanya o de Mas Cals-Fitor, aflora sobre la Serie heterolítica inferior de Les Gavarres. Los límites de esta unidad son netos. En el corte de Puig Ferrer a Mas Cals, el espesor es de unos 600 m., potencia que se mantiene en los demás cortes estudiados. Este espesor es mucho mayor que el medido por DURAN et al. (1984) en otras zonas de la Cadena Costero Catalana, como son Guilleries o Pedritxes.

Las volcanitas de «Els Metges» presentan facies muy uniformes, formadas fundamentalmente por esquistos cuarzo-feldespáticos, con textura porfídica y de color amarillento. Entre estas rocas aparecen esporádicas intercalaciones de lutitas y areniscas (grauvackas) de colores grisáceos.

Se ha estudiado con cierto detalle en un corte situado en las cercanías de Can Ubert (fig. 2). A pesar de la gran uniformidad de facies, en la parte inferior de la unidad se pueden observar ciclos con tránsitos gradaciones entre tramos de grano fino y grueso. Los niveles de grano fino suelen ser más claros, debido a la alteración de los feldespatos. Por su parte, los términos groseros presentan porfidoclastos de gran tamaño, entre 2 y 3 mm. Estos ciclos formados por tramos de distinta granulometría llegan a tener varias decenas de metros de potencia, sin que su carácter secuencial pueda confirmarse, al no haberse observado ningún contacto neto entre los tramos. En la parte intermedia, además de estos ciclos mayores, se reconocen alternancias centimétricas de niveles más cuarcíticos o más feldespáticos, en los que no se observan estructuras sedimentarias. La parte superior de la unidad se inicia con un nivel de lutitas y limolitas, que tiene una potencia aproximada de 30 m., en la que no se han encontrado restos fósiles. Por encima, afloran volcanitas groseras que presentan algún clasto más oscuro de grano fino, con los bordes difusos, de unos 5 cm. de diámetro máximo, pudiendo tratarse, en este caso, de enclaves. El techo de la unidad no se puede observar en este corte, al encontrarse fosilizado por las rocas del Plioceno continental.

Petrográficamente, los esquistos cuarzo-feldespáticos son rocas heterogranulares, de textura holocristalina, porfídica o porfidoclastica, con abundante matriz. Los porfidoclastos son de cuarzo (con abundantes golfos de corrosión), feldespato potásico, plagioclasa (oligoclasa). La matriz está formada por sericita, clorita, moscovita, hidromoscovita, biotita, cuarzo y feldespato, siendo abundantes los minerales opacos (BARNOLAS et al., 1980, y DURAN et al., 1984).

Las facies de esquistos cuarzo-feldespáticos fueron consideradas por BARNOLAS et al. (1980) como rocas derivadas de tobas volcánicas (piroclásticas) y cineritas con tramos más groseros (aglomerados volcánicos). DURAN et al. (1984) interpretan esta unidad como resultado de la

acumulación de sucesivos flujos piroclásticos («piroclastic flows»), por lo que se trataría de ignimbritas. Las facies ricas en porfidoclastos (más del 70 por 100 de la roca) corresponderían a depósitos epiclásticos producto de la removilización de las rocas volcánicas. MARTI et al. (1986) señalan la presencia de lavas riolíticas, ignimbritas y cineritas en Ribes de Freser (Pirineo oriental, ver fig. 1) que ocupan idéntica posición estratigráfica.

Las muestras estudiadas por DURAN et al. (1984) en la Cadena Costero Catalana, tres de ellas en Les Gavarres, corresponden por su composición química a riolitas y dacitas, según la clasificación de CHRUCH. En el Pirineo oriental, MARTI et al. (1986) describen una serie que evoluciona desde una composición intermedia para rocas más antiguas, como son las andesitas de Rocabrúna y las dioritas de Ribes de Freser, a una composición ácida para las más modernas, que son riolitas e ignimbritas de Ribes de Freser. El carácter calcoalcalino de este volcanismo ha sido señalado por diversos autores, encontrándose enmascarado por un metamorfismo hidrotermal temprano (DURAN et al., 1984, y MARTI et al., 1986).

Con relación a los centros de emisión volcánica, la secuencia de Les Gavarres es más proximal que la de las Guillerries y el Montseny (fig. 1).

En Les Gavarres no se han reconocido restos fósiles en esta unidad. No obstante, DURAN (1985) encontró dos yacimientos en el macizo de las Guillerries que, por su posición y litología, podrían pertenecer a esta unidad. La fauna descrita por VILLAS et al. (1987) en los yacimientos de les Guillerries indica una edad Caradoc (probablemente Caradoc Medio) y Ashgill.

Esta unidad fue correlacionada con parte de la Fm. Cavà definida por HARTEVELT (1970) en el Pirineo central. Corresponde al miembro inferior de esta unidad y a su vez es equivalente a la «Grauwacke a Orthis» de CAVET (1957).

Limolitas y calizas de Mas Cals

Esta unidad corresponde a la que BARNOLAS et al. (1980) describieron y denominaron «esquistos oquerosos (calcoesquistos)». La base de esta unidad es neta y corresponde a una potente serie constituida por limolitas de color marrón y

con alguna intercalación calcárea. Esta unidad ha sido estudiada en los cortes de Puig Ferrer a Mas Cals y de Madremanya a la Font Picant.

Litológicamente está formada por limolitas y lutitas, en las que no se observan estructuras sedimentarias. Únicamente se reconoce un bandeo entre niveles limolíticos y lutíticos, observable en algunos de los tramos que contrasta con el carácter más homogéneo del resto de la unidad. Muchos tramos presentan una facies oquerosa típica, que corresponde a la decalcificación de nódulos calcáreos y restos de fauna. Entre los fósiles existentes se han reconocido braquiópodos y briozoos en muy mal estado de conservación. La distribución de los tramos oquerosos es bastante irregular, siendo más abundante en el corte de Mas Cals y en la parte superior de la unidad. El espesor puede estimarse entre los 675 m. en Mas Cals y los 1.000 m. en Madremanya.

Las intercalaciones calcáreas, Calizas de Mas Cals y de Madremanya, se sitúan en la mitad inferior de la unidad. En Mas Cals se encuentran a unos 125 m. de la base y el espesor es de un metro. En Madremanya, las calizas afloran a unos 300 m. de la base y el espesor es de unos 5 m. En general, son calizas micríticas, sin restos fósiles visibles, aunque en Madremanya aflora una intercalación bioclástica con abundantes crinoideos. Se han tratado varias muestras para conodontos sin resultado positivo.

En Les Gavarres, la edad de esta formación no ha podido ser establecida debido a la mala conservación de los fósiles. BARNOLAS et al. (1980) atribuyeron estos niveles al Ashgill por comparación con los «Schistes troués a Orthis» (DEPERET, 1905) en el Pirineo oriental. En el Montseny (fig. 1), PUSCHMANN (1968) y HAFENRICHTER (1979) reconocieron niveles calcáreos en una sucesión estratigráfica comparable a la de Les Gavarres. Entre estos niveles calcáreos, encontraron restos variados de cefalópodos, trilobites, braquiópodos, gasterópodos, etc., que permitieron a estos autores atribuir estas calizas al Ashgill. En el Tibidabo (Barcelona), JULIVERT & DURAN (1981) también reconocieron calizas que atribuyeron al Ashgill.

Esta unidad se corresponde con el miembro limolítico de la Fm. Cavà y con la Fm. Estana definidas por HARTEVELT (1970) en el Pirineo central.

Lutitas y areniscas de Fitor

Esta unidad fue descrita por BARNOLAS et al. (1980) bajo la denominación de «Pizarras azules». Está constituida por pizarras gris-azuladas a negras, muy típicas, que corresponden a lutitas con frecuentes intercalaciones centimétricas de areniscas de grano fino. Ocasionalmente, se observan capas de areniscas de grano fino a medio de 0,5 a 1 m. de espesor.

El límite inferior de esta unidad es bastante neto, mientras que el superior no pudo ser observado en ninguno de los cortes estudiados. Aflora ampliamente tanto en los alrededores de Mas Cals-Fitor-Mas Torroella (Fontela), como también de Mas Vidal (Madremanya) (fig. 2). Es difícil de conocer su potencia. En el sector más oriental (Mas Cals) el espesor mínimo calculado es de 700 m., mientras que en el de Madremanya el espesor aproximado es de 650 m.

No ha sido encontrado ningún resto de fósil que permita determinar la edad de esta unidad. Sin embargo, se conoce con bastante precisión la edad de las unidades inferior y superior, lo que permite atribuir estas rocas al Ashgill Medio (?)-Superior, pudiendo llegar a la parte más basal del Llandovery.

Esta unidad fue correlacionada por BARNOLAS et al. (1980) con los «Esquistos del Avencó», definidos por PUSCHMANN (1969) en el Montseny (Cadena Costero Catalana) y con la «Fm. Ansobell» descrita por HARTEVELT (1970) en el Pirineo central. En estas dos unidades tampoco fueron reconocidos restos fósiles que permitan determinar su edad con precisión.

En las proximidades de Madremanya pueden observarse unos potentes niveles de areniscas, situados a unos 400 m. de la base. Tienen un origen turbidítico, como puede deducirse por la presencia de secuencias de Bouma con granoclasificación y «convolute bedding». Este origen está de acuerdo con las observaciones de PUSCHMANN (1969) en el Avencó (Montseny) (fig. 1), donde se encuentran niveles de «slumps» y brechas sinsedimentarias. Estas facies indican una profundización y aumento de la inestabilidad en la cuenca, con relación a la unidad anterior.

Ampelitas negras

Los afloramientos de esta unidad son escasos y

de poca extensión. Se han estudiado dos, uno situado en la Font Picant de Madremanya, señalado por MARCET RIBA y SOLE SABARIS (1949), y el otro, en un barranco al NE de Montnegre. Esta unidad aparece constituida por pizarras ampelíticas, negras. En el afloramiento de Montnegre, la base se encuentra en contacto tectónico con calizas y margas con tentaculites, que han sido datados como Emsienses. En el de la Font Picant de Madremanya estas facies se encuentran en contacto por falla con las lutitas y areniscas de Fitor. En ninguno de los dos afloramientos de ampelitas se ha encontrado fauna, por lo que no es posible establecer su edad. Sin embargo, la abundancia de graptolites descritos en otros yacimientos de la Cadena Costero Catalana (JULIVERT et al., 1985) en rocas comparables a éstas, permite atribuir esta unidad al Llandovery Inferior - Ludlow Inferior.

Calizas de Can Riera y Calizas y Margas de Montnegre

Estas facies carbonáticas afloran en los alrededores de Montnegre (Quart d'Onyar) y al este de Girona (Can Lliure, Can Riera y Ermita de Sant Miquel). Se trata de un conjunto litológico predominantemente carbonático, rico en fauna, en el que se pueden distinguir dos unidades litoestratigráficas con características bien definidas:

— La *unidad inferior* corresponde a las calizas de Can Riera y aflora extensamente entre Can Riera y la Ermita de Sant Miquel (este de Girona), y en los alrededores de Mas Pujadas (Montnegre). Esta unidad está formada por calizas grisáceas, de tipo wackestone, con abundantes restos fósiles. Estos restos fósiles pueden encontrarse bien conservados o estar fragmentados, posiblemente por la acción de los depredadores, hasta llegar a tamaño arena. En la superficie de los bancos se puede reconocer tallos de crinoideos con una longitud entre los 5 y 15 cm. En la mitad superior de la unidad se reconocen restos de corales. El espesor de las capas oscila entre 5 y 60 cm., aunque en su mitad inferior los espesores pueden ser mayores. Las estructuras sedimentarias están prácticamente ausentes, y sólo ocasionalmente se han podido observar acumulaciones bioclásticas groseras en la base de algún banco que han sido inter-

pretadas como tempestitas. Las estructuras biogénicas se reducen a la bioturbación, observable en la superficie de los bancos, gracias a la alteración amarillenta del relleno dolomítico de los «burrows». El espesor total de la unidad es difícil de estimar debido al carácter discontinuo de los afloramientos. Las Calizas de Can Riera presentan analogías con las calizas con Orthoceras del límite Silúrico-Devónico (Pridoliense - Gedinense Inferior) de la Cadena Costero Catalana, estudiada por ALMERA (1891), WALLISER (1964) y GREISLING y PUSCHMANN (1965), entre otros.

— La *unidad superior* ha sido denominada «Calizas y Margas de Montnegre», que es donde aflora extensamente y existe un buen corte de la unidad, a lo largo de la pista que une a esta localidad con la carretera de La Bisbal a Cassà de la Selva. Esta unidad está formada por una alternancia de calizas grises, pardas o amarillentas y margas de colores rojo vinosos y grises. Al igual que ocurre con las Calizas de Can Riera, el espesor total es difícil de precisar. En esta unidad se reconoce fauna abundante en muchos de sus tramos, habiéndose observado la presencia de dacroconaridos (tentaculites hercínicos), braquiópodos, corales, artejos de crinoideos, bivalvos, ostrácodos, etc. Entre los niveles margosos se ha reconocido la presencia de braquiópodos entre los que aparecen *Prokopia* y *Plectodonta (Dalejodiscus)*, indicando una edad Emsiense Superior - Eifeliense (determinación de GARCIA-ALCALDE). Sin embargo, para el resto de la unidad, así como para la unidad inferior, no hay determinaciones paleontológicas que permitan precisar su edad. La unidad superior sería correlacionable con las calizas y margas con tentaculites de la Cadena Costero Catalana, reconocidas por ALMERA (1981) en los alrededores de Barcelona y que, según JULIVERT y DURAN (1983), tienen una edad comprendida entre el Gedinense Superior y Emsiense - Eifeliense.

TECTONICA

La estructura en la zona de Les Gavarres es el resultado de una sucesión de al menos tres fases de deformación. La primera de ellas se ca-

racteriza por llevar asociado un clivaje (S_1) que es la foliación principal y se relaciona con un metamorfismo regional de bajo grado. La segunda generación de estructuras se encuentra menos desarrollada que la anterior, siendo únicamente posible reconocer algunos pliegues derechos y una crenulación (L_2) bastante penetrativa. Las últimas estructuras reconocibles tienen un desarrollo muy irregular y suelen aparecer caracterizadas por pliegues derechos y laxos que llevan asociada una crenulación de desarrollo local. Aparte de estas estructuras de plegamiento, también fueron reconocidos cabalgamientos posteriores a las estructuras de primera generación.

Estructuras de primera generación

Como se ha indicado anteriormente, estas son las estructuras mejor desarrolladas en Les Gavarres, encontrándose bien representadas en toda el área estudiada. Se caracterizan por el desarrollo de pliegues asimétricos, de dirección axial E-O y vergencia sur, con el flanco largo subhorizontal y un flanco corto verticalizado o invertido. A ellos va asociado un clivaje (S_1) subhorizontal (fig. 4), de plano axial que es la foliación principal de Les Gavarres.

Estos pliegues se pueden observar a todas las escalas. Así, a la vista del mapa geológico de la figura 2, se aprecia la existencia de dos sinclinales de escala cartográfica, pertenecientes a esta generación de estructuras. Uno de estos sinclinales se reconoce en la zona de Mas Cals y Fitor. Este pliegue tiene un trazado axial con dirección entre E-O y N-110-E. En su núcleo aflora la unidad Lutitas y areniscas de Fitor. Como puede observarse en la figura 2, la vergencia de esta estructura es hacia el sur, ya que el flanco inverso se localiza al norte de la zona de charnela. El otro sinclinal de escala cartográfica, perteneciente a esta generación, se sitúa en la zona de Sant Cebrià de Lledó. Esta segunda estructura es de menor importancia que la anterior y presenta en su núcleo Volcanitas de Els Metges.

Del análisis de los pliegues de primera generación a escala de afloramiento se puede decir que presentan morfologías, que según la clasificación de HUDLESTON (1973) tienen formas C-D y amplitudes comprendidas entre 2 y 3. Es-

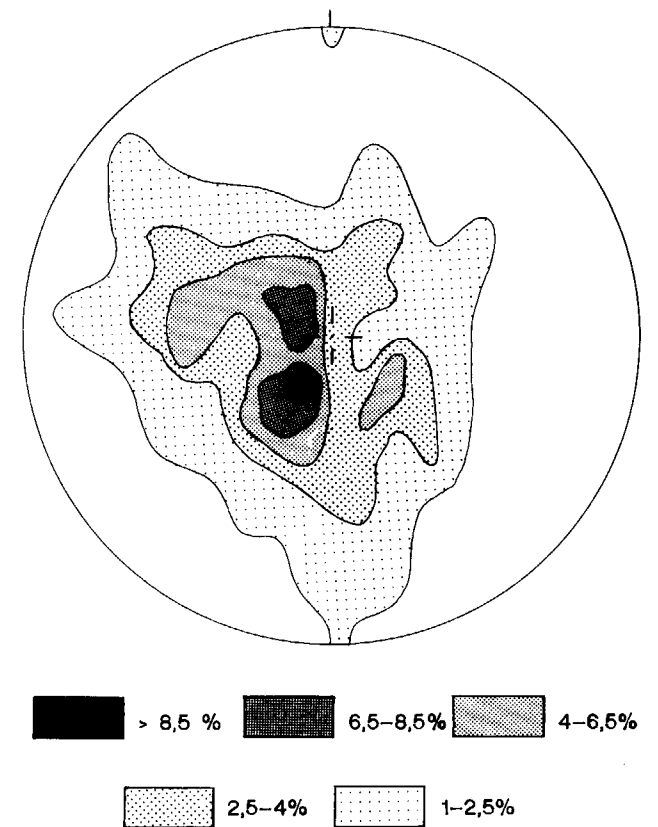


Figura 4.—Estereograma en el que se representan los polos del clivaje principal de Les Gavarres (S_1). Realizado a partir de 157 medidas.

tos datos tienen un valor limitado, ya que la clasificación se ha realizado para sólo algunos casos. En general, son pliegues similares, de tipo 1C, según la clasificación de RAMSAY (1967). El clivaje (S_1) suele desarrollarse en las zonas de charnela y de flanco inverso (fig. 5 a), mientras que en el flanco normal de estos pliegues, en ocasiones, no se observa la foliación. En algunos afloramientos donde es conocida la polaridad de la serie, así como las relaciones entre la estratificación y el clivaje S_1 , se puede comprobar que la vergencia de estos pliegues es hacia el sur (fig. 5 c).

En lo referente al clivaje (S_1) que se asocia a estos pliegues, cuando afecta a rocas con predominio arenoso, puede ser clasificado, según BASTIDA (1981), como un clivaje grosero o como un clivaje pizarroso grosero. Si las rocas afecta-

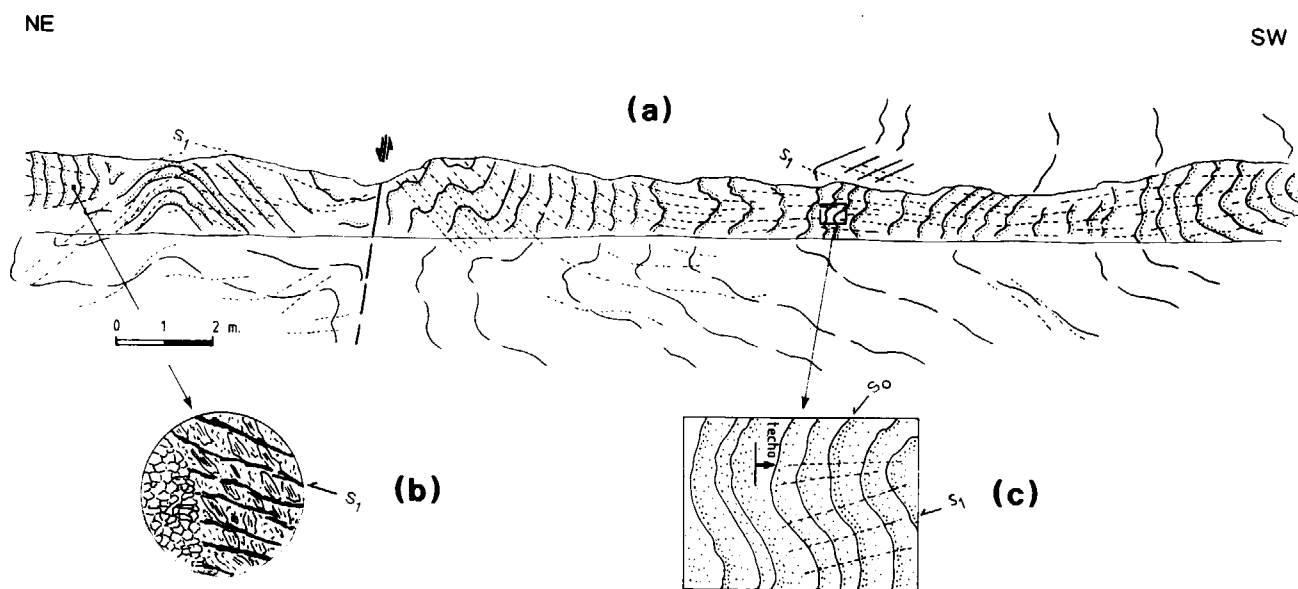
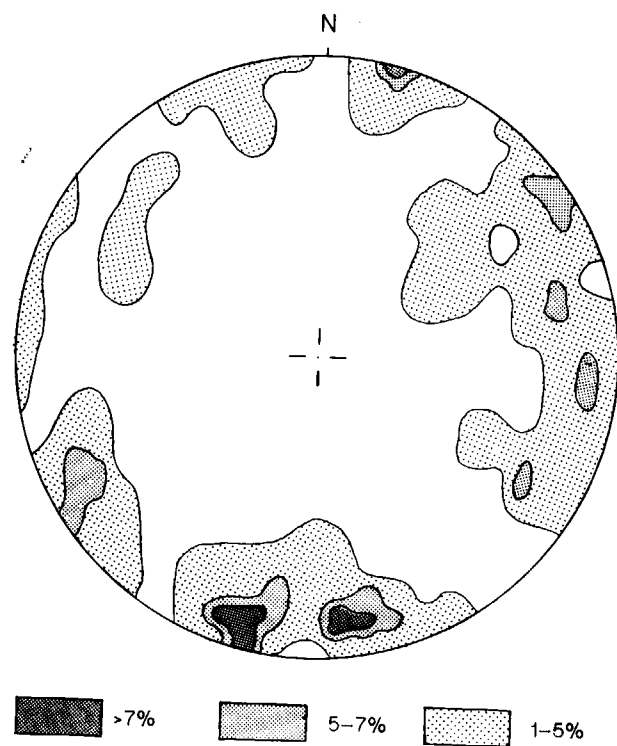


Figura 5.—a) Corte geológico de la zona de Montnegre en la Serie heterolítica inferior de Les Gavarres. Nótese la geometría de los pliegues de primera generación a los que va asociado un clivaje subhorizontal (S_1) que es la foliación principal. Al NE del corte se observan estructuras de primera generación afectadas por pliegues derechos. b) Aspecto microscópico del clivaje S_1 , en el que se observan dominios definidos por materiales opacos. En los microlitones se aprecia la presencia de cristales de clorita. c) Detalle de un afloramiento donde se observan pliegues de primera generación con el clivaje S_1 asociado y vergencia sur, como se puede comprobar a la vista de la polaridad de la serie, que es hacia el SO.

das son lutíticas, la foliación se puede clasificar como un clivaje pizarroso (fig. 5 b). A la vista del estereograma de la figura 4 se puede observar la existencia de dos máximos, uno en el que el clivaje (S_1) buza aproximadamente 30/15 y otro donde el buzamiento es 120/10. También existe una zona donde el clivaje adopta una dirección próxima a N-S.

En lo referente a la posición de los pliegues, se ha realizado un estereograma (fig. 6) en el que se han representado medidas de ejes de pliegues de primera generación y lineaciones de intersección entre estratificación y clivaje (S_1). El resultado obtenido no permite conocer cuál fue la posición original, dado que hay máximos que varían en todas las direcciones. La causa por la cual existe esta dispersión en la posición de los

Figura 6.—Estereograma en el que se muestran las lineaciones de intersección (L_1) entre la estratificación y el clivaje regional (S_1). Nótese la dispersión de estas lineaciones debido a deformaciones posteriores. Realizado con 77 medidas de L_1 .



ejes es la existencia de deformaciones posteriores a la fase 1. Por otra parte, como ya se ha indicado, en el mapa geológico de la figura 2 se puede observar que la dirección de estas estructuras es aproximadamente E-O. En la zona noroccidental de Les Gavarres la dirección de los pliegues de fase 1 y del clivaje S_1 es aproximadamente N-S, debido a deformaciones más tardías.

La dirección E-O para las estructuras de primera generación es coincidente con la reconocida en otros puntos de las Cadenas Costero Catalanas, como son los casos del Tibidabo y de Les Guilleries (JULIVERT y MARTINEZ, 1983, y DURAN, 1985). En lo que se refiere a la vergencia, también coincide con la deducida por otros autores en otros puntos de la Cadena Costero Catalana. Así, por ejemplo, en el Tibidabo se ha considerado que la vergencia es hacia el sur, basándose en que el clivaje de fase 1 buza hacia el norte (ASHAUER y TEICHMULLER, in JULIVERT y MARTINEZ, 1983).

Estructuras de segunda generación

Esta generación de estructuras viene caracterizada por la presencia de unos suaves pliegues que deforman al clivaje (S_1). Son estructuras de gran ángulo entre flancos y plano axial subvertical que, ocasionalmente y cuando afectan a materiales pelíticos, pueden ser más apretados, llegando a encontrarse morfologías de tipo «chevron fold». Asociada a estos pliegues, en rocas lutíticas, se desarrolla una crenulación (L_2). En algunas ocasiones llega a desarrollarse un clivaje de crenulación muy grosero.

En el estereograma de la figura 7 se han representado lineaciones y ejes de pliegues de segunda generación. En este estereograma se puede observar la aparición de un máximo muy claro, donde los ejes tienen una dirección E-O y están subhorizontales. En esta misma figura 7 se observa que existe una pequeña concentración de lineaciones de segunda generación, con un buzamiento de 55/20. Estos valores anómalos de L_2 pueden corresponder a los que han sido afectados por deformaciones posteriores.

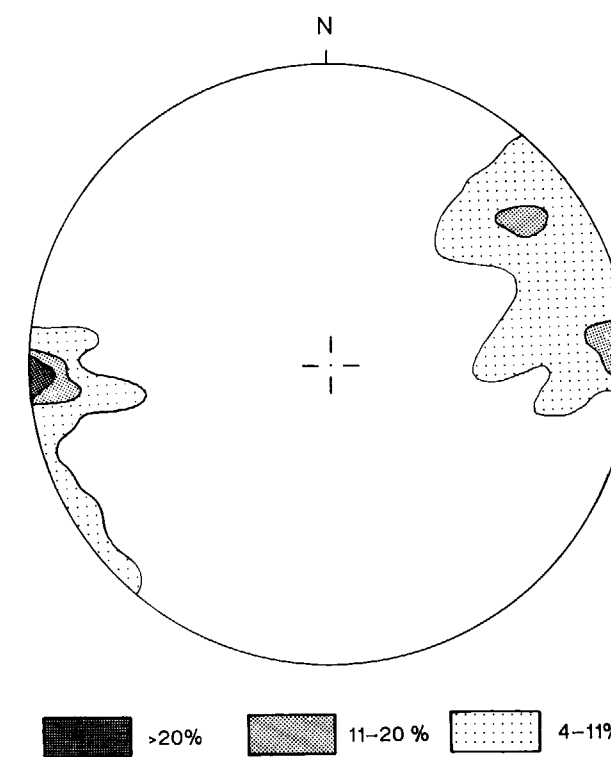


Figura 7.—Estereograma en el que se muestra la posición de las crenulaciones de segunda generación (L_2). Realizado con 30 medidas.

Estructuras de plegamiento tardías

Se trata únicamente de pliegues suaves, a menudo «kink-bands», encontrándose normalmente mal caracterizados y distribuidos de forma irregular. Las direcciones de los ejes de estos pliegues (L_3) se han representado en el estereograma de la figura 8, donde se puede comprobar que varía entre N-S y N-20-E.

A la vista de los estereogramas de las figuras 7 y 8 parece que existe mayor dispersión en las lineaciones de segunda generación que en las de dirección N-S. Este hecho parece indicar que las estructuras de segunda generación son anteriores a los pliegues derechos de dirección N-S. Por otra parte, las crenulaciones de segunda generación observadas en ambos flancos de pliegues derechos de dirección N-S parecen tener un desarrollo parecido, lo que podría indicar que se formaron antes las crenulaciones de segunda generación que los pliegues N-S.

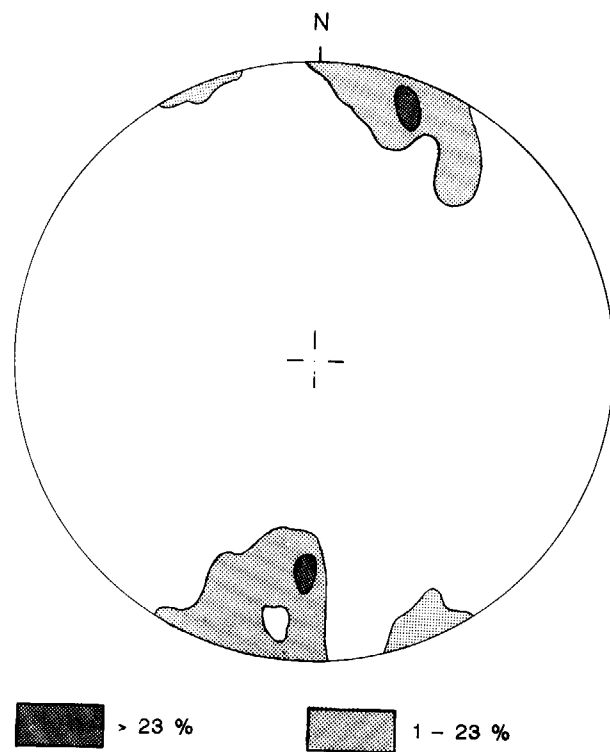


Figura 8.—Estereograma en el que se representan las medidas de crenulaciones tardías con dirección N-S. Realizado con 13 medidas.

Cabalgamientos

Los afloramientos de calizas silúrico-devónicas observados en Les Gavarres, concretamente los de Montnegre y el situado al este de Girona, guardan una relación anómala con las rocas infra-yacentes. Así, si se observan las rocas silúrico-devónicas afectadas por pliegues derechos de dirección E-O, bastante apretados, no es fácil apreciar si se trata de pliegues de primera generación verticalizados o de segunda generación más apretados. De todos modos, algo que sí se observa con claridad es que estas rocas silúrico-devónicas, en su conjunto, tienen la polaridad hacia arriba, y los pliegues que las deforman están en posición «facing down». Sin embargo, se puede comprobar que la base estas rocas constituye un contacto que corta a estructuras de primera generación que afectan a rocas de la Serie heterolítica inferior de Les Gavarres. Estos contactos entre ambos conjuntos litológicos han si-

do interpretados como cabalgamientos, posteriores a las estructuras de primera generación y posiblemente previos a los pliegues E-O de segunda generación.

CONCLUSIONES

En Les Gavarres se ha estudiado una sucesión estratigráfica de rocas presilúricas que es una de las más completas de las Cadenas Costero-Catalanas. En esta sucesión se ha reconocido una parte inferior (Serie heterolítica inferior de Les Gavarres), precaradociense, en la que se ha localizado un nivel faunístico. La parte superior de la sucesión presilúrica es muy completa y presenta las cuatro unidades litoestratigráficas típicas del Ordovícico Superior del Pirineo central y oriental. El Silúrico presenta las típicas facies de Ampelitas negras, así como calizas con Orthoceras, completándose la serie con las facies de calizas y margas con tentaculites del Devónico Inferior que han podido ser datadas.

En lo referente a la estructura, se han reconocido al menos tres fases de plegamiento. La primera de estas generaciones de pliegues es la mejor desarrollada e importante, tiene dirección E-O, vergencia sur y lleva asociado un clivaje (S₁) que es la foliación principal. Además, se ha observado que con posterioridad al desarrollo de los pliegues de primera generación, tuvo lugar el emplazamiento de cabalgamientos observables en los afloramientos de rocas silúrico-devónicas. Las otras dos generaciones de pliegues tienen un desarrollo mucho menor y su caracterización se realiza más a partir de las crenulaciones que de las estructuras mayores. La relación temporal entre estas dos generaciones de pliegues tardíos y los cabalgamientos no está clara.

REFERENCIAS

- ALMERA, J. (1891): *Mapa geológico y topográfico de la provincia de Barcelona, escala 1:40.000. Hoja núm. 1.* Diputación Provincial de Barcelona.
- ASHAUER, H., and TEICHMÜLLER, R. (1935): *Die Variscische un Alpidische Gebirgsbildung Kataloniens.* Abh. Ges. Wiss. Gottingen math.-phys., 3 (105), 115 pp. (trad. castellana, Publ. Extr. Geol. Esp., t. III, CSIC).

BARNOLAS, A.; GARCIA VELEZ, A.; MUELAS, A.; SOUBRIER, J., y PALLI, L. (1983-84): *Hoja y Memoria núm. 333 (Santa Coloma de Farners) del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 3.ª Serie (MAGNA).* IGME, Madrid.

BARNOLAS, A.; GARCIA VELEZ, A., y SOUBRIER, J. (1980): *Sobre la presencia del Caradoc en Les Gavarres.* Acta Geol. Hispánica, 15 (1): 1-13.

BASTIDA, F. (1981): *La esquistosidad primaria: una síntesis sobre sus características y desarrollo.* Trabajos de Geol., Univ. de Oviedo, 11: 35-54.

CAVET, P. (1957): *Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre.* Bull. Serv. Carte Géol. France, 254 (55): 303-518.

COCCHIO, A. M. (1981): *Microflores des séries du Paléozoïque inférieur du Massif de Mouthoumet (Corbières, Aude). Etude systématique et comparaison avec les séries des Pyrénées orientales et de la Montagne Noire.* Thèse 3.º cycle, Toulouse.

DEPERET, Ch. (1905): *Apperçu sommaire sur la géologie du massif du Canigou.* Bull. Soc. Agr. Sc. et litt., p. 44.

DURAN, H. (1985): *El Paleozoico de Les Guilleries.* Tesis Univ. Autónoma de Barcelona, 243 pp. (inédita).

DURAN, H.; GIL IBARGUCHI, J. I.; JULIVERT, M., and UBACH, J. (1984): *Early Paleozoic acid volcanism in the Catalan Coastal Ranges (Northwestern Mediterranean).* Newsletter (F. P. Sassi & M. Julivert, Edits.). IGCP, 5, 6: 33-43.

FAURA I SANS, M. (1913): *Síntesis estratigráfica de los terrenos primarios de Catalunya, con una descripción de los yacimientos fosilíferos más importantes.* Mem. R. Soc. Hist. Nat., 9 (1): 1-202.

FAURA I SANS, M. (1923): *Explicació de la fulla nº 24 (Sant Feliu de Guíxols). Mapa geològic de Catalunya. Escala 1:100.000.* Mancomunitat de Catalunya.

FREY, R. W., and SEILACHER, A. (1980): *Uniformity in marine invertebrate ichnology.* Lethaia, 13: 183-207.

GREISLING, L., und PUSCHMANN, H. (1965): *Die Wende Silurium-Devon aus St. Creu d'Olorde bei Barcelona (Katalonien).* Senk. Leth., 46: 453-457.

HAFENRICHTER, M. (1979): *Paläontologisch ökologische und lithofazielle untersuchungen des «Ashgill-kalkes» (Jungordovizium) in Spanien.* Arb. Paläont. Int. Würzburg, 3, 139 pp.

HARTEVELT, J. J. A. (1970): *Geology of the upper Segre and Valira valleys, Central Pyrenees, Andorra-Spain.* Leidse Geol. Med., 45: 167-236.

HUDLESTON, P. J. (1973): *Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development.* Tectonophysics, 13, 12: 1-46.

JULIVERT, M., and DURAN, H. (1981): *The Tibidabo area.* In: *Guide to the field trips in the Eastern Pyrenees and*

Catalonian Coastal Ranges (13-15 June 1981). Univ. Autònoma Barcelona: 53-59.

JULIVERT, M., and DURAN, H. (1983): *Stratigraphic Chart of Paleozoic sequence in Catalan Coastal Ranges (North-Eastern Mediterranean, Geotraverse A2, IGCP, Project n.º 5).* Newsletter (F. P. Sassi & T. Szederkeneyi Edits.), IGCP, 5, 5: 54-57.

JULIVERT, M.; DURAN, H.; RICKARDS, R. D., and CHAPMAN, A. J. (1985): *Siluro-Devonian graptolite stratigraphy of the Catalan Coastal Ranges.* Acta Geológica Hispánica, 20 (3-4): 199-207.

JULIVERT, M., and MARTINEZ, F. J. (1980): *The Paleozoic of the Catalan Coastal Ranges (Northwestern Mediterranean).* Newsletter (F. P. Sassi, Edit.), IGCP, 5, 2: 124-128.

JULIVERT, M., y MARTINEZ, F. J. (1983): *El Paleozoico de las Cadenas Costeras Catalanas.* In: *Geología de España.* Libro Jubilar J. M. Ríos, Inst. Geol. Min. Esp., 1: 529-536.

LAUMONIER, B., et GUITARD, G. (1978): *Contribution a l'étude de la tectonique superposée hercynienne des Pyrénées orientales: le problème des plissements précoces dans le Paleozoïque inférieur epizonal (Serie de Jujols) du Synclinal de Villegrande de Conflent.* Rev. Géography et Geol. Dyn. (2), XX (2): 177-212.

MARCET RIBA, J., y SOLE SABARIS, L. (1949): *Hoja y Memoria núm. 334 (Girona), del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, 1.ª Serie.* IGME. Madrid.

MARTI, J.; MUÑOZ, J. A., et VAQUER, R. (1986): *Les roches volcaniques de l'Ordovicien supérieur de la région de Ribes de Freser-Rocabruna (Pyrénées Catalanes), caracteres et signification.* C. R. Acad. Sc. Paris, 266: 657-659.

PUSCHMANN, H. (1968): *La série paléozoïque du massif du Montseny (Catalogne, Espagne du Nord-Est).* C. R. Acad. Sc. Paris, 266: 657-659.

PUSCHMANN, H. (1969): *Stratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum des Montseny (Katalonien/Spanien).* Geol. Rundschau, 57 (3): 1066-1088.

RAMSAY, J. (1967): *Folding and fracturing of rocks.* McGraw-Hill, New York, 568 pp.

ROBERT, J. F. (1980): *Etude géologique et métallogénique du val de Ribes sur le versant espagnol des Pyrénées Catalanes.* Thèse Doct. Univ. Besançon, 294 pp.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1931): *Resumen geológico geognóstico de la Costa Brava (Girona).* Assoc. Esp. Progr. Ciencias, Congreso Lisboa.

SCHRIEL, W. (1929): *Der geologische Bau des Katalonischen Küstengebirge Ebromundung und Ampurdan.* Abh. Gesells. Wiss. Gottingen, Math. 14 (1): 62-141.

SCHEILACHER, A. (1967): *Bathymetry of trace fossile.* Mari-Geology, 5: 413-418.

SOLE SABARIS, L., y LLOPIS LLADO, N. (1939): *Terminación septentrional de la Cordillera Costero Catalana*. Asoc. Esp., 4 (1): 83 pp.

VIDAL, L. M. (1886): *Reseña geológico y minera de la provincia de Gerona*. Bol. Com. Map. Geol. de España, 13: 209-380.

VILADEVALL, M. (1978): *Estudio petrológico y estructural de las rocas metamórficas y graníticas del sector N. Oriental del Macizo del Montseny*. Tesis Doctoral (resumen).

Secretariado Publ. Inter. Cient. y Ext. Universitaria Barcelona.

VILLAS, E.; DURAN, H., y JULIVERT, M. (1987): *The Upper Ordovician clastic sequence of the Catalanian Coastal Ranges. Ludite brachiopod Fauna*. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 174 (1): 55-74.

WALLISER, O. H. (1964): *Conodonten des Silurs*. Abh. Ges. Landesamtes Bodenforsch, 41, 1-106.

Original recibido: Noviembre de 1991.

Original aceptado: Diciembre de 1991.

La franja aurífera de Xallas (Galicia occidental, España): Las mineralizaciones de Albores dentro de un contexto tectónico y metalogénico evolutivo.

Por D. GARCIA DEL AMO (1), R. LUNAR (2), J. SIERRA (2), R. OYARZUN (2) y M. DOBLAS (3)

RESUMEN

Las mineralizaciones de oro de Albores (Galicia occidental) se encuadran dentro de una franja metalogénica N-S a NE de edad hercínica-tardihercínica (franja aurífera de Xallas). Dicha franja comprende una serie de indicios auríferos caracterizados por la presencia de una fase sulfurada rica en arsenopirita y otra metálica con oro/electrum. Estas mineralizaciones encajan generalmente en estructuras frágiles desarrolladas en zonas de cizalla de componente horizontal y vertical, que incluyen milonitas, ultramilonitas, cataclasitas y brechas.

Las mineralizaciones de Albores incluyen una paragénesis compleja consistente en arsenopirita, oro/electrum, pirrotina, marcasita, pirita, bismuto, bismutina, esfalerita, galena y calcopirita. Estudios de inclusiones fluidas en cuarzos acompañantes de la mineralización sugieren que ésta fue depositada por fluidos acuosos-carbónicos complejos de moderada baja salinidad ($\leq 6-9$ por 100 eq. NaCl; salinidades máximas) operando en un rango de temperaturas epi a mesotermal (Th: 180°-360° C).

Estas mineralizaciones se formaron durante un régimen extensional desarrollado durante el período comprendido entre la fase deformativa 3 hercínica (D3; Carbonífero Medio) y el episodio frágil tardihercínico (Carbonífero Superior/Pérmico Inferior). La etapa extensional se caracterizó por el desarrollo de corredores miloníticos principalmente extensionales, de bajo ángulo (zona de cizalla de Xallas) con superposición de estructuras frágiles sobre la fábrica dúctil, estructuras anti-formes, y fallas normales de gran ángulo de carácter frágil.

Palabras clave: Oro, Arsenopirita, Corredores miloníticos, Extensión, Carbonífero Superior, Galicia, España.

ABSTRACT

The gold mineralization of Albores (western Galicia, NW Spain) is located within a N-S to NE metallogenic belt of Hercynian - late Hercynian age (Xallas gold belt). This belt comprises a series of gold deposits characterized by the association gold-arsenopyrite. The mineralizations are associated to brittle structures developed within strike-slip and normal shear zones. The shear zones include mylonites, ultramylonites, cataclasites, and breccias.

The Albores mineralization has a complex paragenesis comprising the following minerals: arsenopyrite, gold/electrum, pyrrhotite, marcasite, pyrite, bismuth, bismuthinite, sphalerite, galena, and chalcopirite. Fluid inclusion studies on quartz belonging to the gangue suggest that the mineralization was precipitated by complex aqueous-carbonic fluids of moderate low salinity ($\leq 6-9$ eq. wt. % NaCl; maxima salinities), that circulated under epithermal-mesothermal conditions of temperature (Th: 180°-360° C).

The mineralizations formed during an extensional episode that took place between the last episode of Hercynian (s.s.) deformation (D3; middle Carboniferous) and the so-called «late Hercynian brittle episode» (late Carboniferous/early Permian). The extensional episode was characterized by the development of low-angle extensional mylonitic corridors (Xallas shear zone) with brittle-on-ductile fabrics, antiform structures, and high-angle brittle normal faults.

Key words: Gold, Arsenopyrite, Mylonitic corridors, Extension, Late Carboniferous, Galicia, Spain.

(1) Laboratorio de Rocas y Minerales Industriales. Instituto Tecnológico GeoMinero de España. Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid.

(2) Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

(3) Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

1. INTRODUCCION

El noroeste de España ha sido considerado como una región «aurífera» desde el período romano, unos 2000 años atrás, e incluso desde épocas anteriores. Los romanos explotaron diferentes tipos de yacimientos, produciendo oro de manera ininterrumpida desde el siglo I (A.C.) hasta el III (D.C.), época en que se retiraron de la región. Desde esos tiempos, la actividad minera ha sido de tipo intermitente, con un máximo en el siglo XIX, momento en que compañías inglesas y francesas desarrollaron operaciones subterráneas para explotar filones de cuarzo-arsenopirita-oro de alta ley. Con posterioridad, durante la pasada década de los 70, el interés por esta zona resurge como consecuencia del alza sostenida del precio del oro. Es así que compañías tales como ERT y la Consolidated Gold Fields iniciaron trabajos de exploración que dieron como fruto la identificación del yacimiento de Salave. Durante los 80 las investigaciones han continuado por parte de éstas y otras compañías (e.g. ADARO en la faja de Malpica-Túy y otras), aunque hasta la fecha no se ha sabido de nuevos descubrimientos de importancia [1].

El yacimiento objeto de este trabajo, Albores (figura 1), es una de estas manifestaciones auríferas de cuarzo-arsenopirita-oro del noroeste de España, y pertenece a una faja de mineralizaciones de oro de gran importancia geológica y de potencial interés económico (franja aurífera de Xallas), esto último dependiendo del avance que tengan en los años venideros las técnicas biooxidativas para mineralizaciones de oro-sulfuros (refractarias). Estas técnicas se utilizan como tratamiento hidrometalúrgico previo para oxidar la fase sulfurada y así liberar el oro, metal que a continuación puede ser extraído económicamente por cianuración convencional directa [2,3]. El trabajo que a continuación se expone se realizó gracias a la colaboración inestimable de la Empresa Nacional ADARO, la cual aportó recursos humanos, técnicos y de laboratorio sin los cuales este trabajo no se hubiera podido llevar a cabo.

2. MARCO GEOLOGICO

2.1. Descripción general

La mineralización de Albores se localiza en el

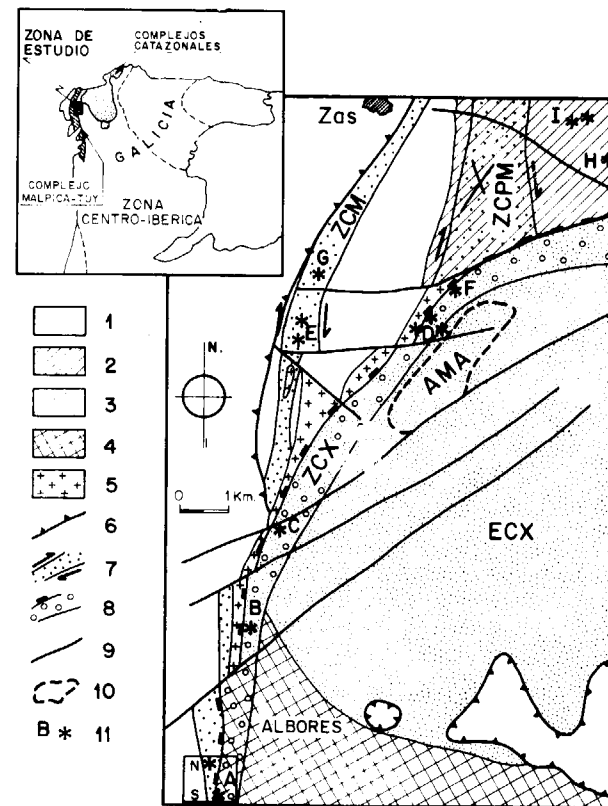


Figura 1.—Esquema geológico correspondiente a la zona de Xallas. 1: Unidad de Malpica-Túy. 2-4: Dominio Esquistoso de Galicia Central (2: Sector Norte de Pico de Meda; 3: Sector Central de la estructura circular de Xallas, ECX, neises biotíticos; 4: Sector Sur del Monte de Freito, migmatitas y granitoides). 5: Granito Sellador. 6: Cabalgamientos. 7: Zonas de cizalla dúctiles transcurrentes de la fase D3 (zona de cizalla de Meanos: ZCM; zona de cizalla de Pico de Meda: ZCPM). 8: Zona de cizalla extensional de Xallas (ZCX). 9: Fallas frágiles. 10: Antiforme de Monte Armán (AMA). 11: Yacimientos auríferos.—A: Albores. B: Vilarcovo. C: Limideiro. D: Vila. E: Meanos. F: Rial de Arriba. G: San Martín. H: Santa Sabina. I: Fornos. Basado en PAGES VALCARLO y CHAMBOLLE [6].

contacto entre la unidad de Malpica-Túy al oeste y el Dominio Esquistoso de Galicia Central (DEGC) al este (fig. 1). La primera unidad consiste en un sinforme elongado según la dirección N-S, que comprende micaesquistos, paraneises, ortoneises y anfibolitas, considerándose todo el conjunto como una unidad alóctona emplazada de O a E durante la fase 2 Hercínica [4]. El DEGC está constituido por paraneises biotíticos de composición cuarzomonzonítica, plagioneises biotíticos, neises migmatíticos, migmati-

tas y granitos de dos micas. Este conjunto se suele considerar como autóctono/paraautóctono [5]. Ambos dominios se encuentran separados en su zona meridional por el denominado «granito sellador» [6] (fig. 1).

Desde el punto de vista estructural se reconocen clásicamente en el noroeste de España tres fases de deformación hercínicas [7]. Las dos primeras fases se consideran de edades Dinantiense a Namuriense [5, 8], mientras que la tercera sería Westphaliense. Las estructuras de la fase 1 (D1) están generalmente obliteradas por deformaciones posteriores. La segunda fase (D2) es la principal, siendo responsable de zonas de cizalla subhorizontales de primera magnitud que corresponden a la base de mantos de corrimiento dirigidos hacia el E. Finalmente, la tercera fase (D3) se caracteriza por el desarrollo de pliegues longitudinales N-S, así como de zonas de cizalla dúctiles dextrales (e.g. Zona de Cizalla de Meanos, ZCM; Zona de Cizalla de Pico de Meda, ZCPM) (fig. 1). Después de esta última fase, se desarrollan localmente fallas normales de direcciones variables predominando la N-S, incluyendo fallas de bajo ángulo de carácter dúctil (e.g. Zona de Cizalla de Xallas, ZCX) (fig. 1), como fallas de alto ángulo frágiles [6, 9]. Por último se produjo el clásico episodio de fracturación tardihercínica, con sistemas conjugados de fallas NO-SE (dextrales) y NE-SO (sinistrales) [10].

Las mineralizaciones de oro de Albores se pueden enmarcar dentro de un contexto de escala regional, incluyendo toda una serie de indicios auríferos repartidos en una franja metalogénica curvada de unos 14 km. de longitud, dirección media NNE, y anchura desde 1 km. al sur hasta 4 km. al norte (franja aurífera de Xallas) (fig. 1). En general, las mineralizaciones están ligadas espacialmente a una serie de zonas de cizalla (fig. 1). En relación con la fase de deformación D3, existen dos zonas de cizalla norreadas de carácter dúctil y movimiento dextral, con anchuras variables entre 300 m. y 2 km., que afectan tanto a la unidad de Malpica-Túy (ZCM), como a los granitos y sedimentos del sector norte del Pico de Meda (ZCPM), en el Dominio Esquistoso de Galicia Central (DEGC) (fig. 1).

Una estructura de primera magnitud está constituida por la Zona de Cizalla de Xallas (ZCX), que

es una banda milonítica cuya traza describe un arco (fig. 1), que se desarrolla en el contacto entre la unidad de Malpica-Túy y el DEGC. Esta zona de cizalla corta a las dos zonas de cizalla anteriores (ZCM y ZCPM), poniendo de manifiesto su carácter tardío con respecto a la fase 3 (figura 1). Esta zona de cizalla (ZCX) tiene una anchura de 400 a 500 m., con foliaciones miloníticas buzando unos 40° al O. Un rasgo de gran relevancia de la ZCX es que muestra una superposición de deformaciones frágiles sobre la fábrica dúctil inicial («brittle-on-ductile overprinting»), con lo cual se observan milonitas y ultramilonitas obliteradas por cataclitas y brechas. Esta zona de cizalla tiene un carácter predominantemente normal (labio hundido hacia el O), con una cierta componente dextral [6].

2.2. Geología local de las mineralizaciones de Albores

Los trabajos de campo y de laboratorio llevados a cabo con la colaboración de la empresa ADARO (cartografía; sondeos con recuperación de testigo; DDH; muestreo de antiguas labores mineras; análisis químicos) permitieron bosquejar las características principales de las mineralizaciones de Albores, definiéndose dos zonas: Albores Norte y Albores Sur. La localización de éstas, así como de los sondeos y resultados químicos se muestran en la figura 2 y tabla 1.

Albores Norte incluye microneises, paraneises, paraneises filoníticos, cuerpos graníticos cizallados, micaesquistos, y brechas de turmalina. La mineralización encaja principalmente en paraneises y micaesquistos que engloban masas de cuarzo con mineralización sulfurada (principalmente arsenopirita) aurífera. En este sector, el sondeo DDH-6 cortó valores de hasta 2 g/t Au (7.1 % As). El muestreo en las antiguas labores mineras entregó valores importantes de oro: 1.1 g/t Au (1.2 % As) a 13.5 g/t Au (4.0 % As) (tabla 1).

En Albores Sur la mineralización se encuentra principalmente diseminada en una brecha granítica de carácter tectónico («brecha Albores»), aunque se reconocen otras morfologías como una masa de hasta 60 cm. de potencia de sulfuros auríferos (sondeo DDH-5). Otras litologías allí presentes son neises, anfibolitas, plagioneises y granitoides migmatíticos. El sondeo DDH-4 cortó valores de hasta 23 g/t Au (11.7 % As)

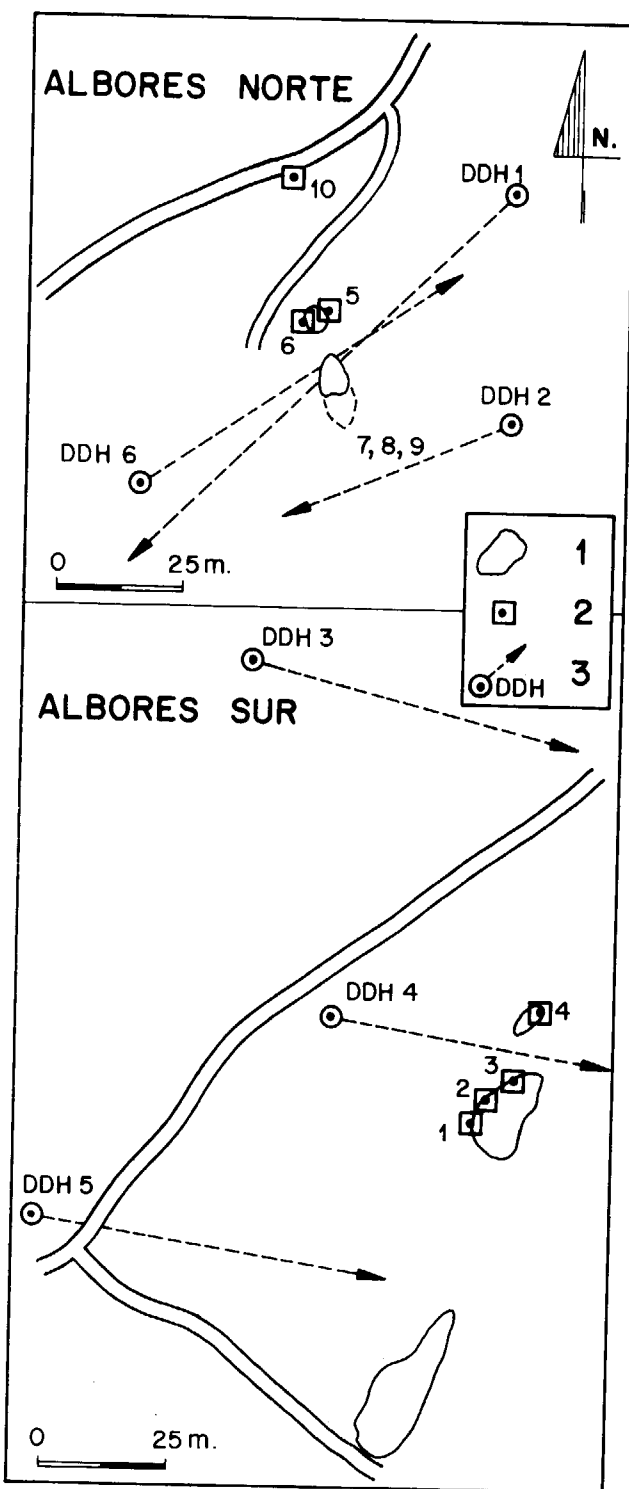


Figura 2.—Localización del muestreo y de los sondeos con recuperación de testigo (DDH) en Albores Norte y Albores Sur. 1: Antiguas labores mineras. 2: Toma de muestra (ver tabla 1). 3: Sondeo.

TABLA 1
Contenidos en oro, plata y arsénico en muestras tomadas en las mineralizaciones de Albores Norte y Albores Sur (ver figura 2)

| ALBORES SUR | | | |
|---------------|----------|----------|--------|
| | Au (g/t) | Ag (g/t) | As (%) |
| 1 | 0.06 | ≤ 1 | 0.10 |
| 2 | 0.04 | 1 | 0.10 |
| 3 | 3.60 | 30 | 2.60 |
| 4 | 2.40 | 4 | 2.90 |
| ALBORES NORTE | | | |
| 5 | 1.90 | 7 | 2.25 |
| 6 | 0.29 | 2 | 1.45 |
| 7 | 0.11 | 2 | 0.90 |
| 8 | 13.50 | 87 | 4.00 |
| 9 | 1.10 | 3 | 1.25 |
| 10 | 0.40 | 4 | 1.50 |

en la brecha Albores, en tanto que el DDH-5 cortó valores de 8.7 g/t Au (5.2 % As) en relación a las masas sulfuradas antes descritas, y de 1 g/t Au (0.5 % As) en la brecha. El muestreo de las antiguas labores mineras entregó valores de 3.6 g/t Au (2.6 % As) y 2.4 g/t Au (2.9 % As) en la brecha Albores (tabla 1).

La fase de alteración hidrotermal más importante en relación a la mineralización es una cuarzo-sericitización que puede en algunos casos ser muy intensa. Otras fases de alteración incluyen cloritización y turmalinización.

Cabe finalmente mencionar la relación directa observada entre los valores de oro y arsénico, hecho que refleja la estrecha relación entre el oro y la fase de arsenopirita, situación que se estudia en la siguiente sección.

3. LA MINERALIZACION METALICA

3.1. Paragénesis

La paragénesis de las mineralizaciones auríferas de Albores está constituida por los siguientes minerales:

- 1) Minerales hipogénicos: arsenopirita, oro/

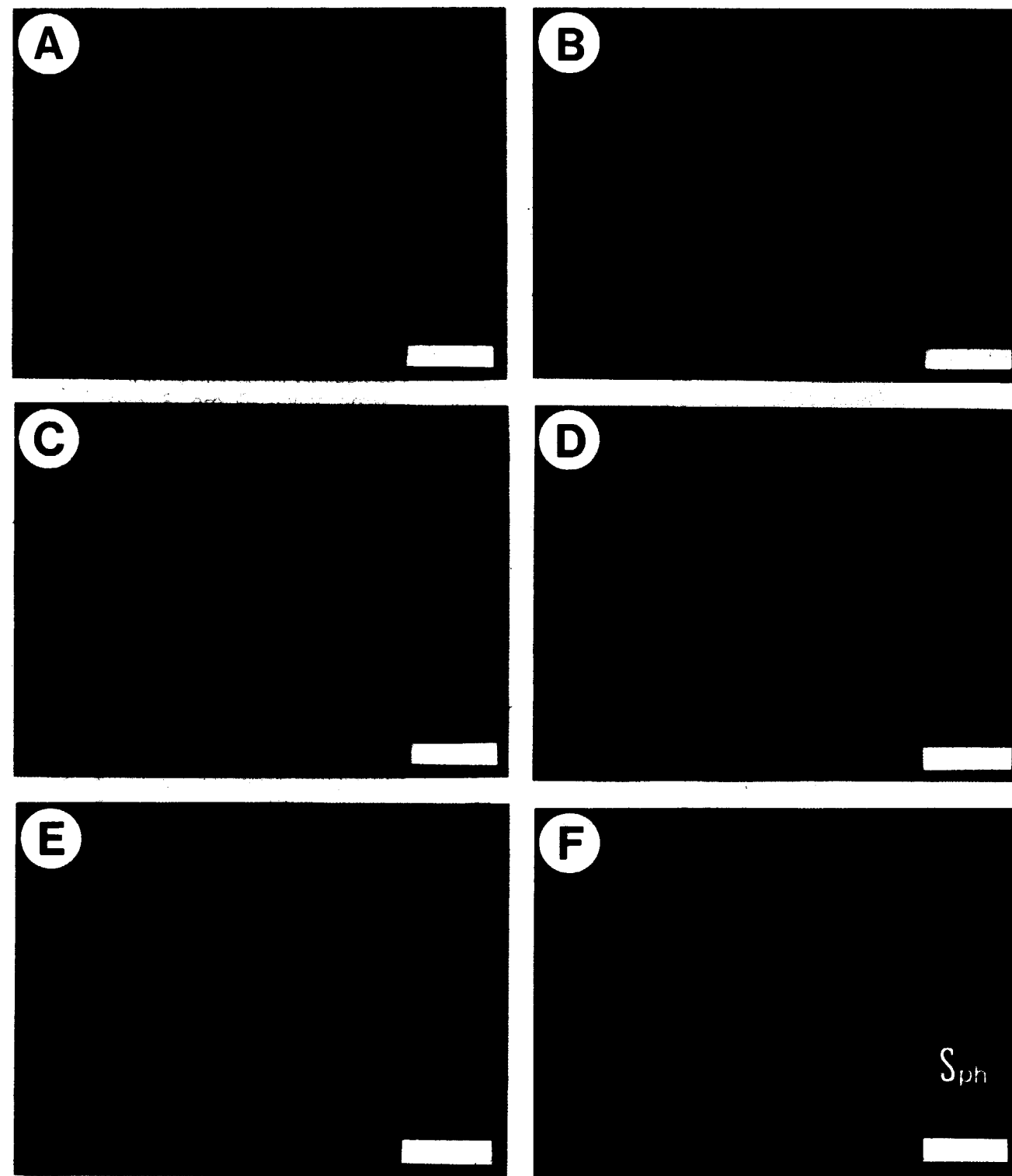


Figura 3.—Detalles al microscopio de la mineralización de Albores. A: Oro incluido en arsenopirita. B: Grano de oro en una grieta en arsenopirita. C: Grano de oro junto a ganga arsenopirita. D: Exsoluciones de calcopirita en esfalerita, además arsenopirita y galena. E: Pirita, arsenopirita y galena. F: Marcasita, esfalerita, calcopirita y arsenopirita. Escala: 60 μm (A-C), 200 μm (D-F). Asp: Arsenopirita. Au: Oro. Cpy: Calcopirita. Ga: Galena. Ma: Marcasita. Py: Pirita. Sph: Esfalerita.

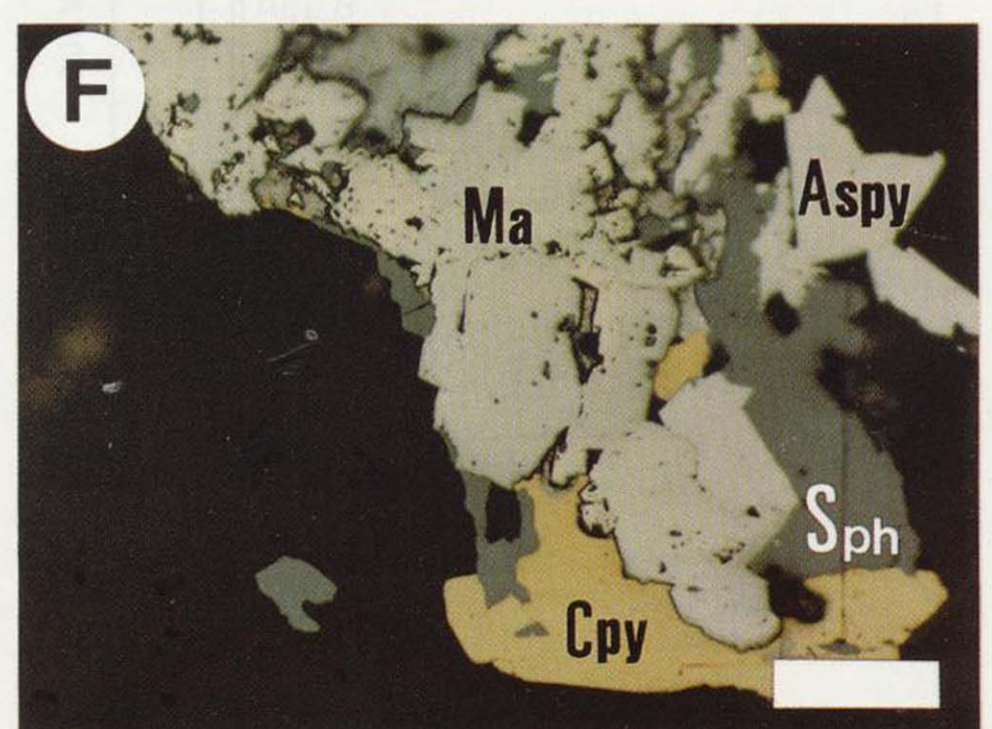
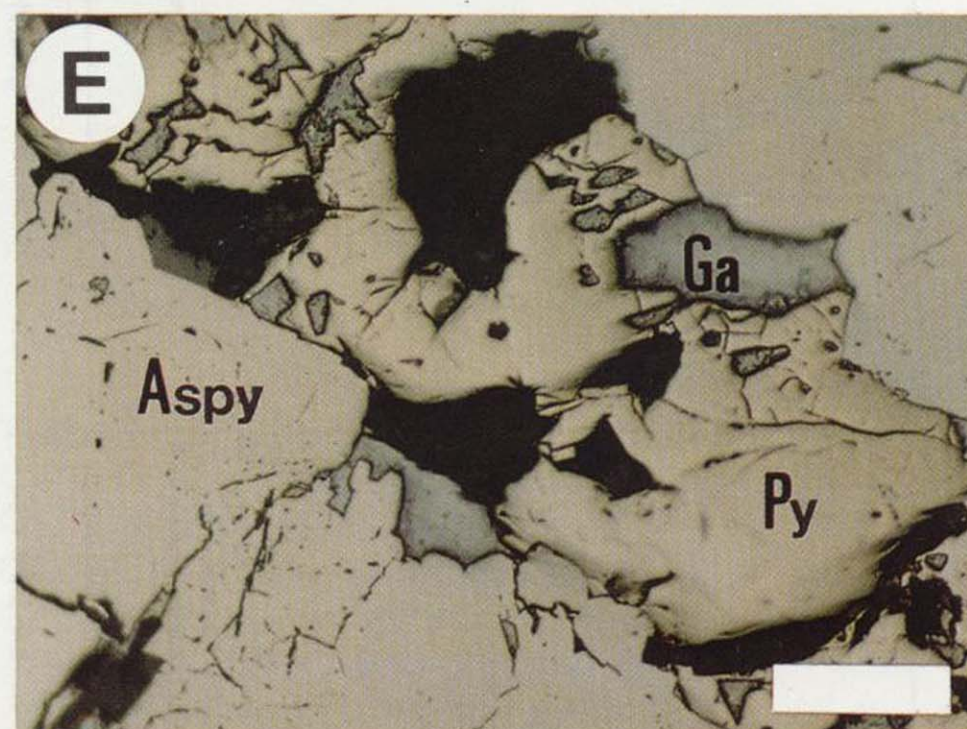
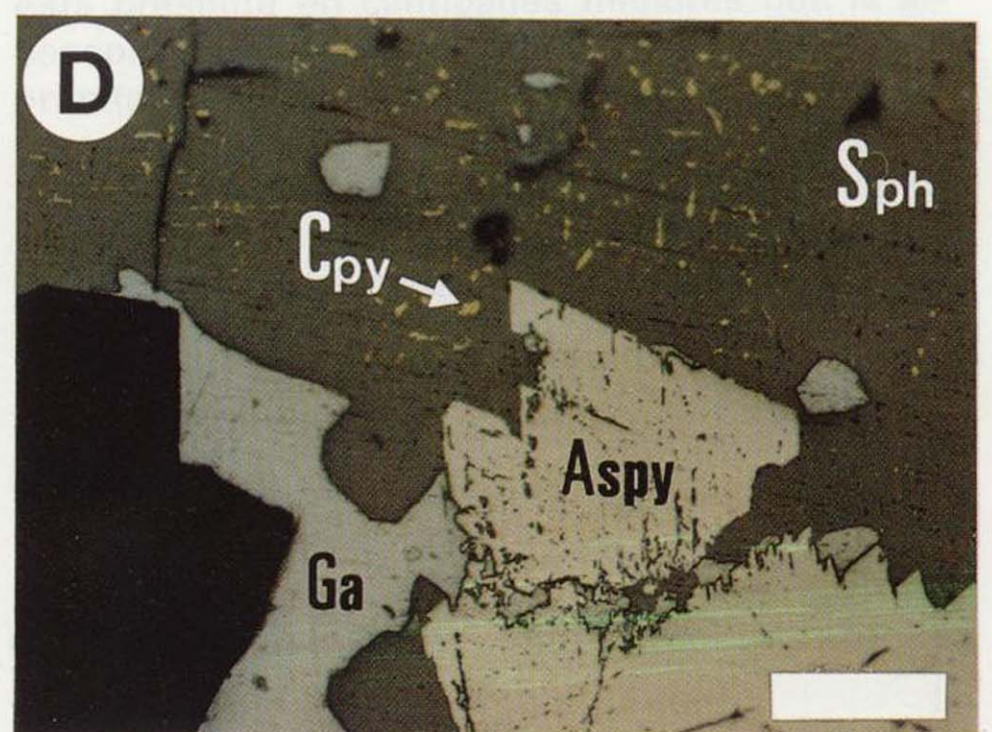
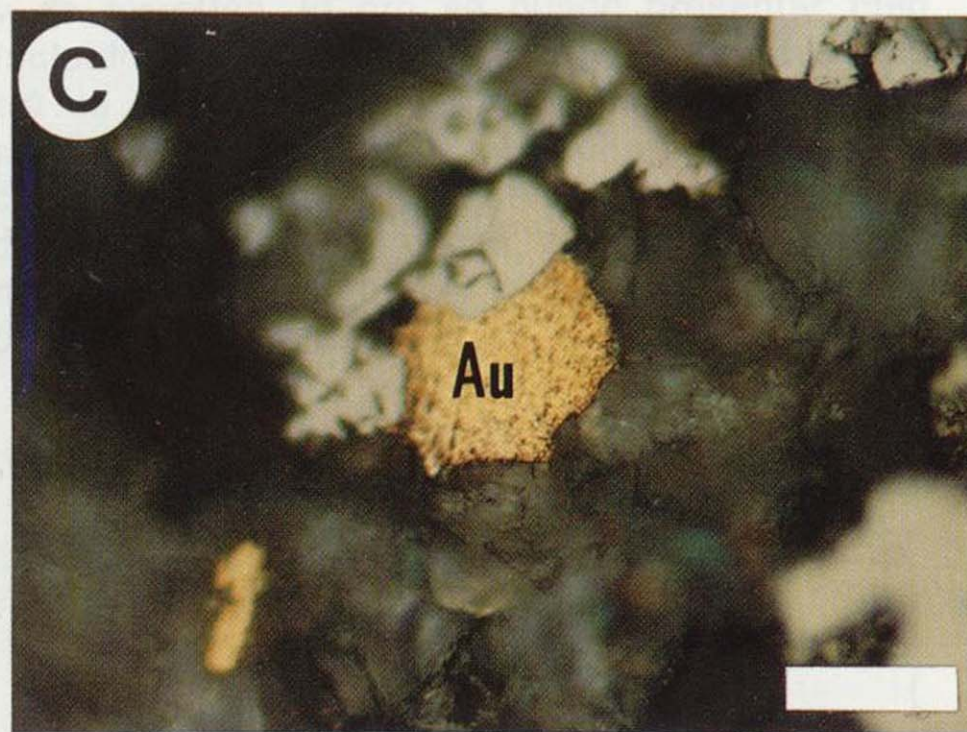
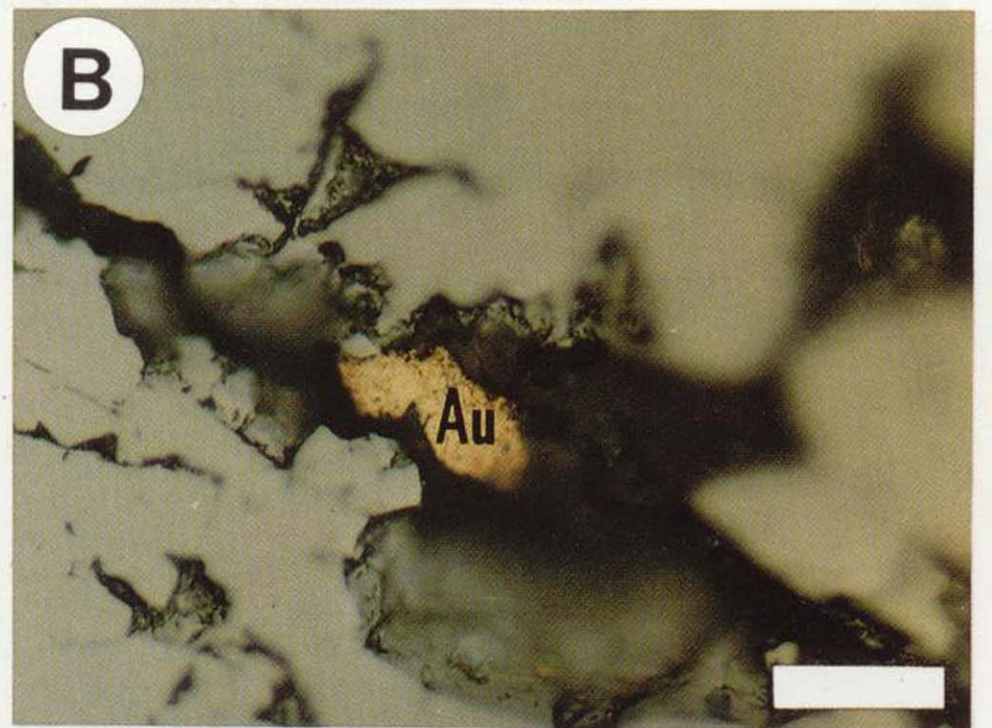
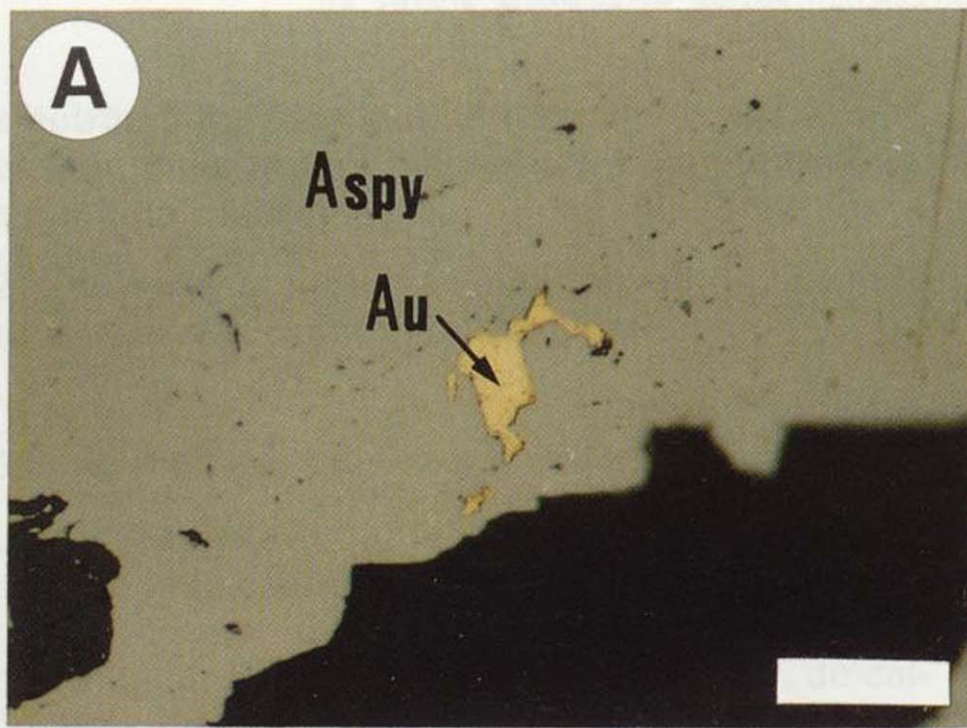


Figura 3.—Detalles al microscopio de la mineralización de Albores. A: Oro incluido en arsenopirita. B: Grano de oro en una grieta en arsenopirita. C: Grano de oro junto a ganga arsenopirita. D: Exsoluciones de calcopirita en esfalerita, además arsenopirita y galena. E: Pirita, arsenopirita y galena. F: Marcasita, esfalerita, calcopirita y arsenopirita. Escala: 60 μm (A-C), 200 μm (D-F). Aspy: Arsenopirita. Au: Oro. Cpy: Calcopirita. Ga: Galena. Ma: Marcasita. Py: Pirita. Sph: Esfalerita.

electrum, pirrotina, esfalerita, galena, pirita, marcacita, calcopirita, magnetita, bismuto nativo, bismutina, mackinawita.

2) Minerales supergénicos: covellina, hematites, limonita, escorodita, beudantita.

3.2. Características mineralógicas

La arsenopirita es el mineral principal en términos de abundancia, puede presentarse en agregados irregulares o idiomorfa, y ocasionalmente con inclusiones de oro/electrum (fig. 3A), de calcopirita, de granos mixtos de calcopirita-pirrotina y de pirrotina. El oro se puede presentar bien incluido en arsenopirita (fig. 3A), en grietas dentro de ese mineral (fig. 3B) o asociado al cuarzo (fig. 3C), siempre en estrecha relación espacial con la arsenopirita. Los contenidos relativos de oro y plata en granos de oro/electrum se muestran en la figura 4. Datos cuantitativos se presentan en la tabla 2.

TABLA 2

Contenidos de oro y plata en granos de oro/electrum (ver figura 4)

| ANALISIS | Au (%) | Ag (%) |
|----------|--------|--------|
| A | 79.97 | 18.25 |
| B | 39.19 | 60.76 |
| C | 51.59 | 44.67 |
| D | 59.64 | 41.30 |

La esfalerita es un mineral importante, aunque está presente en cantidades menores que la arsenopirita. Presenta exsoluciones de calcopirita orientadas según direcciones cristalográficas (figura 3D) y es tardía con respecto a la arsenopirita. La galena rellena fracturas en arsenopirita, marcacita y esfalerita, presentándose además como masas alotriomorfas asociadas a esfalerita (fig. 3D, 3E). La pirita, mineral de menor impor-

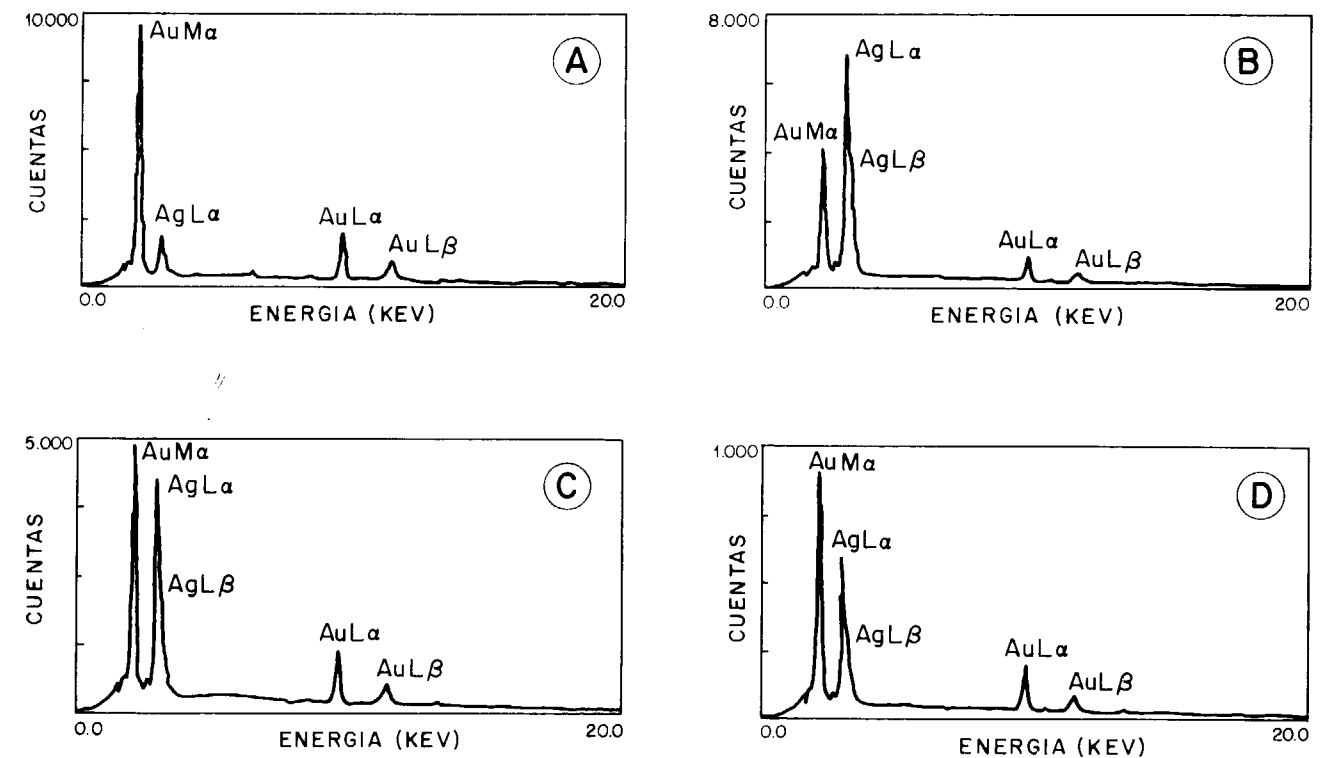


Figura 4.—Distribución relativa de oro y plata en granos de oro/electrum (A-D); microsonda electrónica, EDS. Ver tabla 2.

tancia, se presenta en dos generaciones. Una primera de carácter alotriomorfo asociada a arsenopirita (fig. 3E), y otra más tardía intercrecida con marcasita, formando texturas del tipo ojo de pájaro. La calcopirita se puede presentar de diversas formas, que incluyen exsoluciones en esfalerita (fig. 3D), granos rodeando o incluidos en marcasita (fig. 3F), incluidos en arsenopirita, o aislados en la ganga.

3.3. Secuencia paragenética

En base a las observaciones texturales se han distinguido las siguientes etapas depositacionales: una primera con arsenopirita-oro, pirita, pirrotina y marcasita. En una segunda precipitan bismuto nativo y bismutina. Finalmente se desarrolla una etapa de Zn-Cu-Pb formándose esfalerita, calcopirita y galena. Los procesos supergénicos dieron lugar a la formación de covellina y óxidos de hierro, contribuyendo a liberar parte del oro incluido en arsenopirita.

4. INCLUSIONES FLUIDAS

4.1. Introducción

Con el fin de obtener información concerniente a la temperatura y composición de los fluidos mineralizadores, se realizó un estudio de inclusiones fluidas en cuarzos acompañantes de la mineralización correspondiente al sector Albores Norte. No se pudo realizar un estudio microtermométrico en cuarzos alojados en la brecha granítica de Albores Sur, debido a que no se encontraron especímenes óptimos para este tipo de estudios.

Sólo se ha reconocido un tipo de inclusiones. Son acuoso-carbónicas complejas y bifásicas a temperatura ambiente. Se presentan aisladas, distribuidas al azar, lo que sugiere que se trata de inclusiones precoces. La mayoría presentan tamaños comprendidos entre los 10-20 μm . Las inclusiones menores de 5 μm . fueron desechadas por la imposibilidad de ser estudiadas. La relación volumétrica (Vg/Vt) en las inclusiones estudiadas oscila entre 40 % y 50 %.

4.2. Análisis microtermométrico

La presencia de CO_2 se ha puesto de manifiesto

en la mayoría de las inclusiones estudiadas por la formación de hidrato de gas durante el proceso de enfriamiento, y su posterior recuperación a temperatura ambiente. No obstante, en algunos casos el CO_2 ha nucleado a baja temperatura y su posterior fusión ha tenido lugar en el rango de -69° a -55° C (fig. 5A). El hecho de que la temperatura de fusión de CO_2 esté por debajo de su punto triple indica la presencia de otros componentes en la fase carbónica (e.g. CH_4 , N_2).

La temperatura de fusión del último cristal de hielo varía entre -5.9° y -1.7° C (fig. 5B), y la de clatratos entre 5° y 15° C, si bien la mayoría de los datos se agrupan entre 7° y 11° C (fig. 5C). Los procesos de calentamiento indican temperaturas de homogeneización total comprendidas entre 180° y 360° C (fig. 5D). El cálculo de la salinidad de la fase acuosa no se ha podido realizar con exactitud, ya que si bien no se conoce la composición del hidrato de gas, es previsible la presencia de CH_4 y/o N_2 (depresión de la temperatura de fusión de CO_2), por lo que no se puede aplicar el diagrama de BOZZO et al. [11]. Con el objeto de obtener datos de la salinidad de los fluidos, al menos aproximados, se ha tomado en cuenta la temperatura de fusión del último cristal de hielo [12], obteniéndose salinidades (máximas) de 6-9% eq. NaCl.

5. CUADRO TECTONOMAGMATICO DE LAS MINERALIZACIONES DE ORO: ELEMENTOS PARA UNA INTERPRETACION METALOGENICA

5.1. Introducción

En los últimos años, el papel atribuido a las zonas de cizalla en la génesis de ciertos yacimientos de oro se ha sobredimensionado hasta el punto que la actividad ígnea parece jugar un papel marginal o nulo en los procesos mineralizadores. Han contribuido principalmente a estas ideas investigadores franceses [13, 14, 15, 16], que han aplicado el modelo de «zona de cizalla aurífera» [14] a diversas zonas del zócalo hercínico en Francia, que los yacimientos de oro se alojen en zonas de cizalla no debe sorprender a nadie; de hecho, yacimientos tan «emblemáticos» de cuarzo-oro-sulfuros como los del Mother Lode (USA) u otros en Canadá se alojan preci-

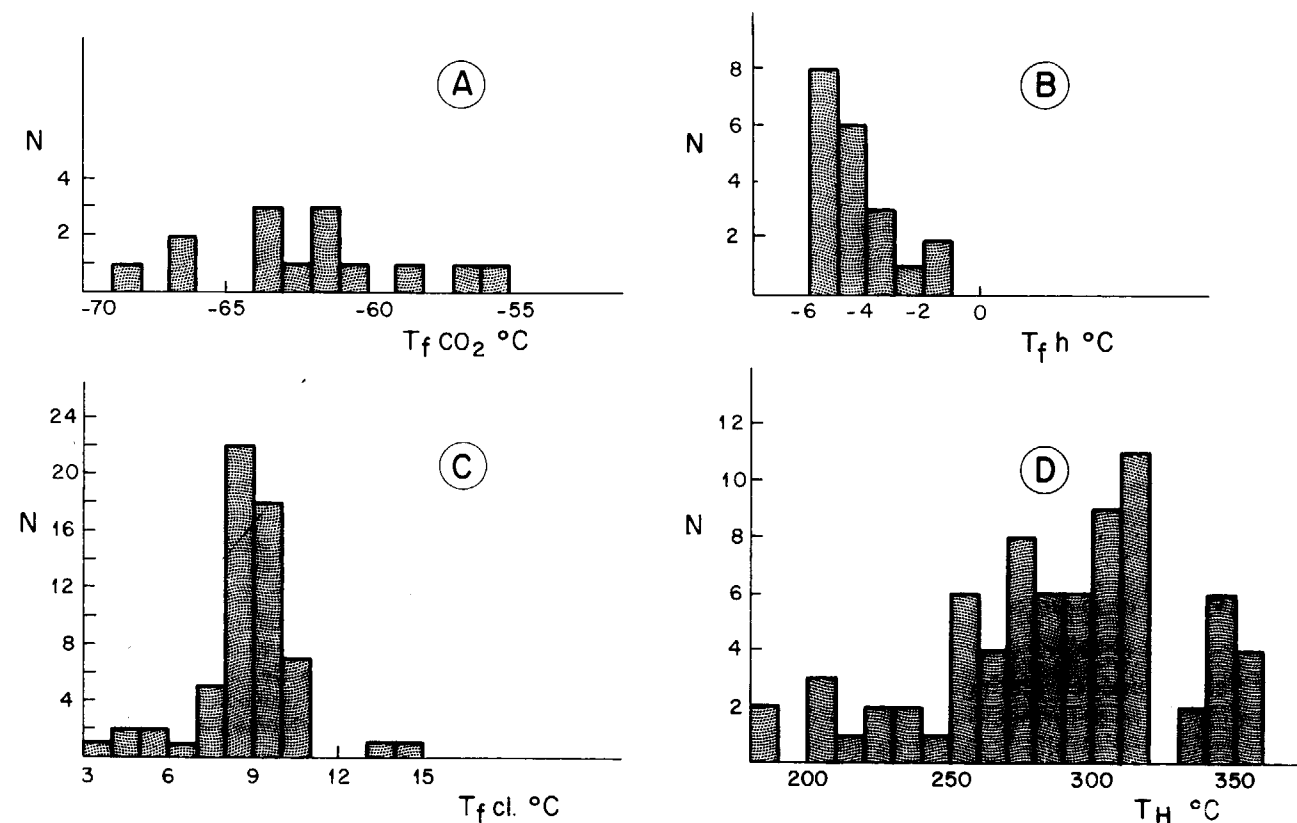


Figura 5.—Histogramas de las mediciones microtermométricas. A: Temperatura de fusión de CO_2 . B: Temperatura de fusión del hielo. C: Temperatura de fusión de clatratos. D: Temperatura de homogeneización. N: Número de mediciones.

samente en zonas de falla de carácter regional [17]. Por lo tanto, más que en sí los yacimientos auríferos se encuentran o no relacionados con zonas de cizalla (canales «naturales» para la migración de soluciones hidrotermales), la discusión debe centrarse en la evolución de éstas, en concreto, en el episodio deformativo (dúctil o frágil) durante el cual se depositó la mineralización, y particularmente, en el rol metalogénico de las intrusiones contemporáneas. Esto cobra especial relevancia en regiones de importante y compleja actividad tectónica y plutónica, como lo fue Galicia occidental durante la etapa geológica que nos ocupa en este trabajo (Carbonífero medio - Carbonífero superior/Pérmico inferior).

Con respecto a las mineralizaciones de Albores y otras de la misma franja metalogénica (e.g. Vilarcorvo, Limideiro, Rial de Arriba, Vila) los hechos son los siguientes: 1) se trata de minera-

lizaciones de cuarzo-sulfuros-oro; 2) se localizan exclusivamente al E de la banda de Malpica-Túy; 3) las mineralizaciones se encuentran emplazadas en estructuras de tipo frágil (e.g. grietas de tensión, brechas); y 4) el estudio de inclusiones fluidas en cuarzos acompañantes de la mineralización indica temperaturas características de la transición epitermal a mesotermal.

Elementos circunstanciales a considerar para un análisis crítico de la situación son: 1) la localización de las mineralizaciones dentro (Albores, Vilarcorvo, Limideiro) o en las inmediaciones (Fornos, Santa Sabina) de una zona de cizalla de historia compleja (ZCX); 2) el desarrollo de fábricas con sobreimposición «brittle-on-ductile» en la ZCX; y 3) el carácter principalmente extensional de la ZCX.

De estas apreciaciones pueden desprenderse algunas conclusiones preliminares, entre las que destaca el rol oscuro, si no inexistente, de la

deformación dúctil en los procesos mineralizadores: aparte de la inexistencia de estructuras de origen dúctil en relación a las mineralizaciones, el rango de temperaturas que caracterizan a este tipo de deformaciones (550°-650° C, milonitización y estructuras SC) [18] es mucho más alto que el observado en los cuarzos acompañantes de la mineralización de Albores (Th: 180°-360° C; fig. 5D).

Probablemente, la clave para entender el contexto bajo el cual se formaron estas mineralizaciones se encuentre en la historia tectonomagmática de la zona. A continuación se revisan los principales elementos tectónicos de la zona y se propone un modelo evolutivo para los eventos tectonomagmáticos y mineralizadores.

5.2. Modelo propuesto

Como se mencionó en la segunda sección de este trabajo, pueden distinguirse claramente dos episodios de la deformación hercínica que generaron zonas de cizalla. Las zonas de cizalla de Meanos (ZCM) y del Pico de Meda (ZCPM) se generaron durante un régimen compresional adscribible a la fase 3. El siguiente evento es de particular relevancia en relación con las mineralizaciones, y puede ser interpretado dentro de un esquema de estructuras extensionales de bajo ángulo, dando lugar a las siguientes estructuras (fig. 6):

- 1) Un corredor de cizalla arqueado, de bajo ángulo (ZCX), con movimiento normal hacia el O, que presenta sobreimposición frágil sobre dúctil («brittle-on-ductile»), y que constituye la estructura principal del sistema extensional. Estas sobreimposiciones de deformaciones con características contrastadas son típicas de las fallas normales de bajo ángulo, cuya evolución suele ir acompañada de denudación tectónica.
- 2) Una estructura circular al E de la ZCX (denominada «Estructura Circular de Xallas», ECX) [6], constituida esencialmente por neises biotíticos fuertemente deformados, posiblemente denudados tectónicamente durante el proceso extensional, y que pertenece al bloque inferior del sistema extensional.
- 3) Una serie de fallas normales de alto ángulo y carácter predominantemente frágil, tanto antitéticas como sintéticas, que se interpretan aquí

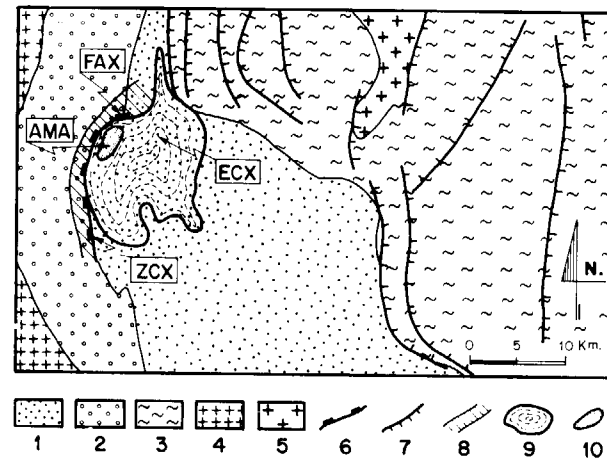


Figura 6.—Esquema idealizado mostrando las principales unidades geológicas de la zona y estructuras relacionadas con la extensión. 1: Dominio Esquistoso de Galicia Central. 2: Unidad de Malpica-Túy. 3: Complejo de Ordenes. 4: Banda granítica de Lage-Barbanza. 5: Granito de La Silva. 6: Zona de cizalla extensional de bajo ángulo de Xallas (ZCX). 7: Fallas normales de alto ángulo. 8: Franja aurífera de Xallas (FAX). 9: Estructura circular de Xallas (ECX). 10: Antiforme de Monte Armán (AMA).

como fallas cuarteando el bloque superior del sistema extensional, y que se encuentran al E de la zona estudiada (en el sector occidental del Complejo de Ordenes).

Además, es posible que toda una serie de granitos orientados y alineados a lo largo de la ZCX, intruyeran y se deformasen en relación con este evento extensional, tales como el «granito sellador» al O de la ZCX, y el posible cuerpo granítico (no aflorante) por debajo del antiforme del Monte Armán (AMA) (fig. 1, 6) [6]. Este mismo proceso puede aducirse para el sector occidental del Complejo de Ordenes, donde la intrusión del granito de La Silva podría relacionarse con las fallas normales de alto ángulo que allí se encuentran.

Contrariamente a las hipótesis clásicas que relacionan inequívocamente el funcionamiento de zonas de cizalla transcurrente con mineralizaciones auríferas del tipo de las que tenemos en nuestra zona de estudio, convendría replantearse esta cuestión teniendo en cuenta los siguientes factores:

- 1) La franja metalogénica parece estar asociada al funcionamiento de una zona de cizalla esen-

cialmente extensional de bajo ángulo, que corta a las zonas de cizalla dextrales de fase 3 (ZCM-ZCPM).

2) La propia evolución de las zonas de cizalla de bajo ángulo (que conlleva denudación tectónica y sobreimposición frágil sobre dúctil) explicaría satisfactoriamente la presencia de mineralizaciones auríferas rellenando estructuras de carácter frágil (grietas de tensión, fracturas de Riedel, etc...), todo ello en el interior de zonas de cizalla que funcionaron anteriormente dentro del campo dúctil. En este sentido, es muy difícil de explicar estas sobreimposiciones en zonas transcurrentes (como lo hacen GOUANVIC et al. [19] y COURRIOUX [20]), ya que en ellas el paso de condiciones dúctiles a frágiles implicaría el mantenimiento de una misma cinemática durante un larguísimo período de tiempo geológico (como para permitir la erosión de unos 10 km. de roca y el consecuente paso del campo dúctil al frágil).

Tomando en cuenta estos elementos de juicio, y considerando en particular las características propias de la zona de estudio, se puede proponer el siguiente modelo evolutivo, a modo de hipótesis de trabajo. Al finalizar la etapa deformativa D3, que dio lugar a la génesis de las zonas de cizalla de Meanos (ZCM) y de Pico de Meda (ZCPM), se produciría en la zona un episodio extensional con el desarrollo de una superficie de despegue de bajo ángulo y geometría lítrica, cuya evolución inicial según el modelo de cizalla simple por denudación tectónica, rebote isostático y abovedamiento cortical, llevaría a la exhumación de la Estructura Circular de Xallas (ECX; que se puede interpretar como un «metamorphic core complex»), con las siguientes consecuencias (fig. 6): 1) el desarrollo de la zona de cizalla de Xallas (ZCX), constituyendo el «breakaway» de una estructura extensional lítrica de bajo ángulo, con sobreimposición frágil sobre dúctil (generando cataclasitas y brechas graníticas); 2) una provincia extensional de alto ángulo al E (zona occidental del Complejo de Ordenes), que representaría el bloque superior del sistema extensional cuarteado frágilmente; 3) la intrusión sin- a post-tectónica de una serie de cuerpos graníticos (granito sellador, cuerpo granítico por debajo del antiforme del Monte Armán, granito de La Silva), implicando un modelo de cizalla pura para los últimos estadios de la deformación en este sistema extensional.

En este sentido, se pueden definir dos secciones tipo, de dirección O-E, representativas de los fenómenos tectonomagmáticos y mineralizadores que tuvieron lugar en distintos segmentos de la franja metalogénica aurífera de Xallas: una primera al norte de las mineralizaciones de Albores, que denominaremos sección tipo «Limideiro», y otra localizada en el entorno de las mineralizaciones objeto de este estudio: sección tipo «Albores» (fig. 7). Cabe hacer notar que la evolución tectónica es similar para ambas, variando sin embargo la importancia del granito sellador como material encajante. De esta manera podríamos distinguir un primer estadio con la intrusión de este cuerpo cortando por el este la zona de cizalla de Meanos (ZCM), y definiéndose incipientemente la zona de cizalla extensional de Xallas (ZCX) (etapa I). Este episodio estaría seguido por el desarrollo global de la cizalla extensional, dentro de lo que podríamos denominar «etapa dúctil pre-mineralización», con desarrollo de milonitas y ultramilonitas (etapa II). Finalmente, dentro de la evolución tectónica usual de este tipo de estructuras, se produciría la superposición de deformaciones frágiles (cataclasitas y brechas) sobre la fábrica dúctil. Durante esta etapa se habría producido además la probable intrusión de granitoides tardíos. A ésta se le puede denominar «etapa frágil mineralizadora» (etapa III). La etapa III, con el consecuente paso del campo dúctil al frágil, creó las condiciones estructurales (apertura de espacios) y de régimen térmico (descenso de la temperatura), como para que finalmente pudieran circular las soluciones hidrotermales y precipitar su carga metálica en un régimen térmico epi a mesotermal.

Finalmente, de acuerdo a las características estructurales, marco tectónico y asociación mineralógica, estos yacimientos pueden ser asimilados al grupo de yacimientos adscritos al «modelo descriptivo de oro en fallas de bajo ángulo» («gold on flat faults», Model 37b) [21].

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a la empresa ADARO por todas las facilidades prestadas durante esta investigación, particularmente a los geólogos señores E. Armstrong y J. L. Pagés (Delegación de ADARO, Santiago de Compostela).

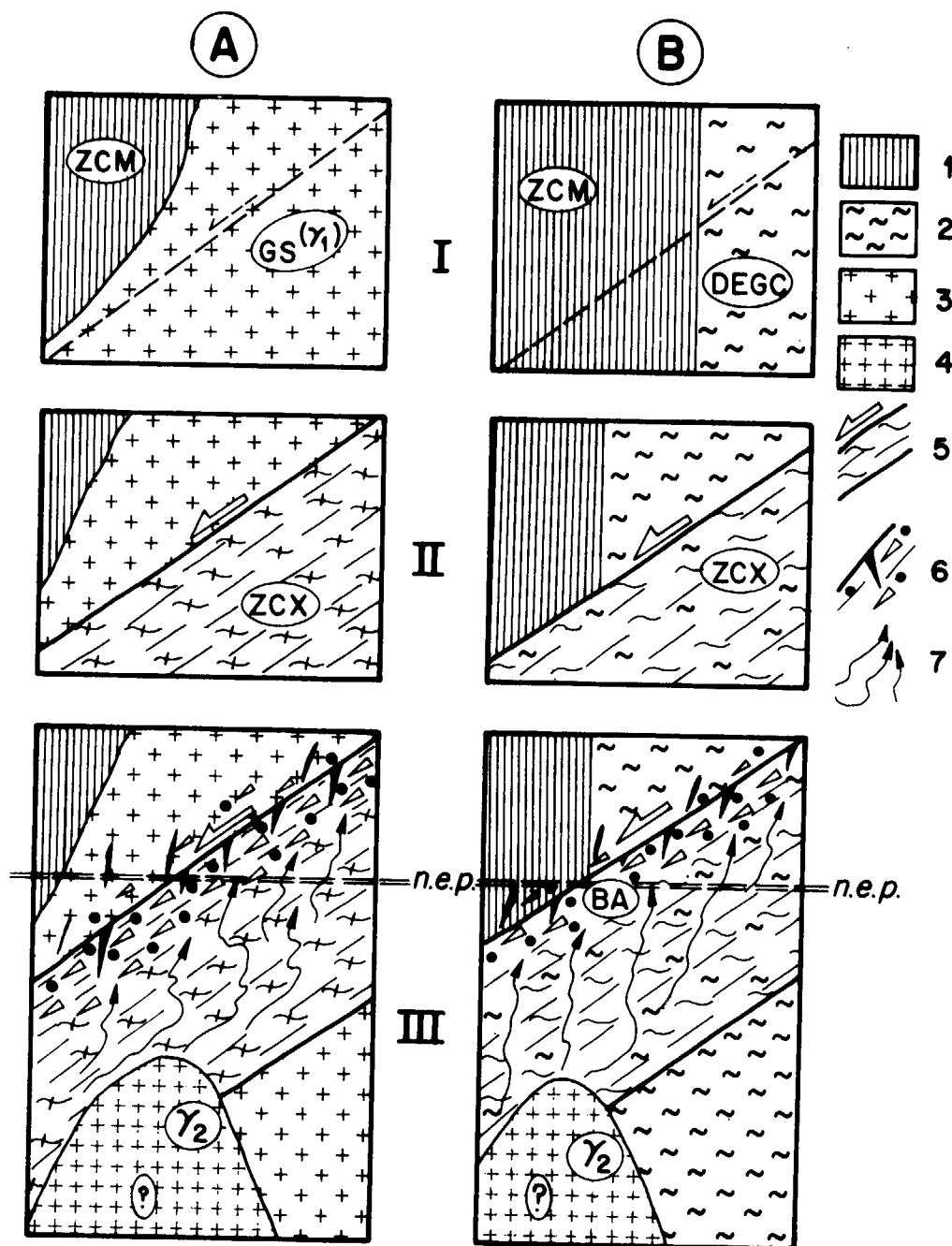


Figura 7.—Secciones esquemáticas tipo. A: Situación tipo Limideiro. B: Situación tipo Albores. Los elementos geológicos se han superpuesto de manera no proporcional, conservando sin embargo su distribución espacial relativa. I: Etapa inicial precizamiento (intrusión del granito sellador: IA); II: etapa dúctil pre-mineralización (desarrollo de milonitas y ultramilonitas en zona profunda). III: Etapa frágil mineralizadora (denudación tectónica, superposición de una fábrica frágil sobre la dúctil, desarrollo de cataclasitas y brechas, circulación de soluciones hidrotermales y precipitación de minerales en las estructuras frágiles). 1: Zona de cizalla. 2: Rocas metamórficas. 3: Granito. 4: Granito tardío. 5: Zona de cizalla con milonitas. 6: Cataclasitas y brechas, en parte mineralizadas. 7. Soluciones hidrotermales. BA: Brecha Albores. DEGC: Dominio Esquistoso de Galicia Central. GS: Granito sellador; ZCM: Zona de cizalla de Meanos. ZCX: Zona de cizalla de Xallas. n.e.p.: Nivel de erosión presente.

REFERENCIAS

[1] GEOCONSULTING ESPAÑOLA, S. A. (1987): *1st International Field Congress on Gold Mineralization in NW Spain*. Organised by Geoconsulting Española, S. A. and the University of Southampton, unpubl. rept., 93 pp.

[2] OYARZUN, R. (1987): *Aspectos químicos y mineralógicos del método de lixiviación en pila (heap-leaching) de oro y plata*. Bol. Soc. Española Mineral., 11: 55-59.

[3] OYARZUN, R. (1991): *Aspectos técnicos, químicos y mineralógicos generales de la recuperación de metales preciosos por cianuración en pila y biolixiviación*. En: *Yacimientos Minerales (Técnicas de Estudio - Tipos - Evolución Metalogénica - Exploración)*. R. Lunar y R. Oyarzun (Eds.), Editorial Centro de Estudios Ramón Areces, S. A. Madrid, 417-425.

[4] ORTEGA GIRONES, E., y GIL IBARGUCHI, I. (1983): *La unidad de Malpica-Túy («Complejo Antiguo» - «Fosa*

Blastomilonítica»). En: *Geología de España* (Libro Jubilar de J. M. Ríos), tomo 1, Instituto Geológico y Minero de España, 430-440.

[5] RIBEIRO, A.; PEREIRA, E., y DIAS, R. (1990): *Structure in the northwest of the Iberian Peninsula*. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, R. D. Dallmeyer y E. Martínez García (Eds.), Springer Verlag, 220-236.

[6] PAGES VALCARLO, J. L., y CHAMBOLLE, P. (1987): *Marco geológico de las mineralizaciones auríferas del W de Santa Comba - A Coruña*. Cuaderno Lab. Xeoloxico de Laxe, 12: 261-271.

[7] BELLIDO MULAS, F.; GONZALEZ LODEIRO, F.; KLEIN, E.; MARTINEZ CATALAN, J. R., y PABLO MACIA, J. G. (1987): *Las rocas graníticas hercínicas del N de Galicia y Occidente de Asturias*. Colección Memorias del Instituto Geológico y Minero de España, tomo 101, 157 pp.

[8] GONZALEZ LODEIRO, F.; HERNANDEZ URROZ, J.; KLEIN, E.; MARTINEZ CATALAN, J. R., y PABLO MACIA, J. G. (1982): *Mapa geológico de España, escala 1:200.000, Hoja de Lugo (núm. 8)*. Instituto Geológico y Minero de España.

[9] DIAZ GARCIA, F. (1990): *La geología del Sector Occidental del Complejo de Ordenes (Cordillera Hercínica, NO de España)*. Serie Nova Terra, Laboratorio Geológico de Laxe, 230 pp.

[10] ARTHAUD, F., y MATTE, P. (1975): *Les décrochements tardihercyniens du SW de l'Europe. Géométrie et essai de reconstruction des conditions de la déformation*. Tectonophysics, 25: 139-171.

[11] BOZZO, A. T.; CHEN, H. S.; KASS, J. R., y BARDUHN, A. J. (1975): *The properties of hydrates of chlorine and carbon dioxide*. Desalination, 16: 303-320.

[12] POTTER, R. W.; CLYNNE, M. A., y BROWN, D. L. (1978): *Freezing point depression of aqueous chlorine solutions*. Econ. Geol., 72: 284-285.

[13] BONNEMAISON, M. (1986): *Les «filons quartz aurifère»: un cas particulier de shear zone aurifère*. Chron. Rech. Min., 482: 55-65.

[14] BONNEMAISON, M., y MARCOUX, E. (1987): *Les zones de cisaillement aurifères du socle Hercynien Française*. Chron. Rech. Min., 488: 29-42.

[15] BOUCHOT, V.; BONNEMAISON, M., y GROS, Y. (1989): *Structural evolution of gold mineralization in the Saint-Yrieix district, French Massif Central*. En: *Gold 89 in Europe*, Toulouse, France, 23-15 May, 1989, p. 1.

[16] AHMADZADEH, H.; CHARRIER, J., y VERROES, G. (1989): *The Au-As-Sb mineralization of the Cevennes (SE French Massif Central); An auriferous province including two types of deposits: gold bearing shear zones and an exhalative sedimentary orebody*. En: *Gold 89 in Europe*, Toulouse, France, 23-15 May, 1989, p. 7.

[17] OYARZUN, R. (1992): *Yacimientos de oro*. En: *Recursos Minerales Españoles*. Colección Nuevas Tendencias, CSIC, en prensa.

[18] GAPAIS, D. (1987): *Les orthogneisses: structure et mécanisme de déformation et analyse sinématique*. Thèse Doctorale, Université de Rennes I, 364 pp.

[19] GOUANVIC, Y.; COURRIOUX, G., y OVEJERO, G. (1981): *Contrôle structural de la répartition des indices d'or filonien du nord-ouest de la Péninsule Ibérique*. Cuadernos de Geología Ibérica, 7: 353-367.

[20] COURRIOUX, G. (1985): *Los indicios de oro del lineamiento de Puente Deume (Galicia, España): relaciones entre paragénesis y microestructuras*. Cuadernos Lab. Xeoloxico de Laxe, 9: 221-238.

[21] BOULEY, B. A. (1986): *Descriptive model of gold on flat faults*. En: *Mineral Deposit Models*, D. P. Cox y D. A. Singer (Eds.), U. S. Geological Survey Bulletin 1693, p. 254.

Original recibido: Diciembre de 1991.

Original aceptado: Enero de 1992.

AGUAS SUBTERRANEAS

Aplicación del método de predicción de drenaje subterráneo al macizo del Garraf.

Por J. M. MURILLO DIAZ (*), J. GRIMA OLMEDO (*) y A. ERASO ROMERO (**)

RESUMEN

El macizo del Garraf se caracteriza por presentar zonas con un importante desarrollo kárstico, una piezometría muy deprimida, y graves problemas de intrusión marina, incluso en áreas alejadas de la costa.

En 1988 el ITGE efectuó un estudio preliminar del mismo en el que se realizó un mapa de cota cero, observándose la existencia, en amplios sectores, de un aptense margoso con desarrollo paralelo a la costa y cuyo comportamiento hidrogeológico es el de formar una barrera hidráulica.

La existencia de la misma condicionaría el comportamiento hidrogeológico del Sistema, y explicaría en cierta medida una serie de problemas que contribuyen a que sus recursos aprovechables resulten en la práctica muy por debajo de las previsiones teóricas.

La aplicación del Método de Predicción en el karst puede contribuir a confirmar algunas de las hipótesis geológicas planteadas, ya que las mismas se integran dentro del campo de aplicación de éste.

Palabras clave: Karst, Drenaje subterráneo, Intrusión.

ABSTRACT

The Garraf massif is characterized by important karstical development areas, a very depressed piezometry and serious problems of sea water intrusion, even in areas which are far from the coast.

In 1988, the ITGE made a preliminary study of it: on 0 m level map was made where it was possible to observe that in wide sectors, there as a marly aptien whose development was parallel to the coast and whose hydrogeological behaviour was to constitute an hydraulic barrier.

The existence of it would condition the hydrogeological behaviour of the Massif and explain, in a certain way, a series of problems which contribute to the fact that its usable resources are, in the practice, below the theoretical predictions.

The application of the karst underground drainage Prediction Method may contribute to confirm a few geological set hypotheses as these are integrated within the application field of it.

Key words: Karst, Subterranean drainage, Intrusion.

1. INTRODUCCION

El macizo del Garraf constituye el Sistema Acuífero núm. 73 de los establecidos por el Instituto Tecnológico GeoMinero de España en el Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas (PIAS, 1970; Datos O. P.). Dicho sistema es-

tá perfectamente definido por el afloramiento de calizas mesozoicas existentes al sur del río Llobregat, entre la depresión del Penedés y el mar Mediterráneo. Se trata de una formación calizodolomítica del Jurásico y Cretácico, con más de 500 m. de potencia, que se caracteriza por presentar zonas con un importante desarrollo kárstico, incluso por debajo del nivel del mar, que comunican rápidamente a través de la red (fisuras y conductos), los drenajes verticales del

macizo debido a la infiltración con el drenaje horizontal del acuífero. Si a esto se le une una insuficiente recarga natural, debida a una baja pluviometría, el resultado es un vaciado importante de la zona saturada y una piezometría muy deprimida. Los pozos de captación existentes han generado graves problemas de intrusión marina incluso en áreas alejadas de la costa (se han dado casos de salinización de pozos situados entre 5 y 8 km. del mar). Por otro lado, la explotación de las áreas interiores del macizo se ve dificultada por el relieve, puesto que se alcanzan rápidamente cotas de 300-500 m. en áreas de difícil acceso.

Todos estos problemas contribuyen a que los recursos aprovechables del Sistema, por lo menos hasta el momento actual, resulten en la práctica muy por debajo de los teóricos previsibles. La explotación actual se concentra lógicamente en las áreas costeras y en la terminación meridional del macizo, donde la topografía es más suave, aunque siempre con problemas graves de salinización.

No obstante, la geología de superficie ITGE (1988) pone de manifiesto la existencia de un aptense margoso muy potente, de unos 100 m. de espesor, que aísla a las calizas del Aptense Superior - Albense de los fenómenos de drenaje rápido, mientras que su inclinación vergente al NO facilita la escorrentía subterránea hacia el Penedés.

El comportamiento hidrogeológico de las margas Aptenses es el de formar una barrera hidráulica allí donde su desarrollo es paralelo al mar; facilitando con este fenómeno la existencia de grandes zonas con recursos de agua dulce suficientes para resolver problemas de abastecimiento.

A fin de conocer las áreas potencialmente explotables, el ITGE efectuó durante 1988 el estudio preliminar del Garraf, y que se ha complementado con una segunda fase en 1990, en el que se realizó un mapa de los terrenos a nivel del mar (mapa de cota cero), en donde se observa que dichas margas tienen un desarrollo paralelo a la costa entre el río Foix y la carretera de San Pedro de Ribas a la Plana Novella, para finalmente alinearse en sentido N-S.

Esta barrera no es continua, puesto que está

interrumpida por el juego de las fallas N-S, lo que posibilita en teoría una serie de «pasillos» por donde debe de concentrarse un mayor flujo hidráulico.

En el mapa de cota cero (fig. 1) se han superpuesto las isoclinas de cloruros, los cuales nos indican que en los lugares donde estas margas existen a nivel del mar se detecta una calidad del agua con contenidos bajos de cloruros, mientras que, por el contrario, allí donde no están, la intrusión marina tiende a una mayor penetración, de carácter selectivo.

Una problemática como la que se expone anteriormente permite la posibilidad, como complemento a otras técnicas, de aplicar el «Método de Predicción de las Direcciones de Drenaje en el Karst» (ERASO, 1985-86), ya que las cuestiones planteadas forman parte integrante del campo de aplicación de éste en los siguientes aspectos:

- Conocimiento de la dirección del flujo subterráneo.
- Intrusión salina en acuíferos kársticos costeros.
- Surgencias submarinas.
- Estudios de explotación de acuíferos kársticos.

2. MARCO GEOLOGICO

El macizo del Garraf, propiamente dicho, está constituido por una masa compacta de calizas y dolomías fuertemente karstificadas de edad Jurásico - Cretácico Inferior, que se sumergen en dirección NO bajo el Mioceno del Penedés, formando el basamento de un graben muy profundo y disimétrico. El Paleozoico constituye su zócalo y aflora en el sector noreste del mismo, bordeando el valle inferior del río Llobregat. Entre el macizo kárstico y la orla paleozoica se intercala un reborde triásico de estructura compleja y litología variada.

2.1. ESTRATIGRAFIA

2.1.1. Paleozoico

Los terrenos paleozoicos ocupan sólo un peque-

(*) Instituto Tecnológico GeoMinero de España.

(**) Cátedra de Hidrogeología de la E. T. S. de Ingenieros de Minas de Madrid.

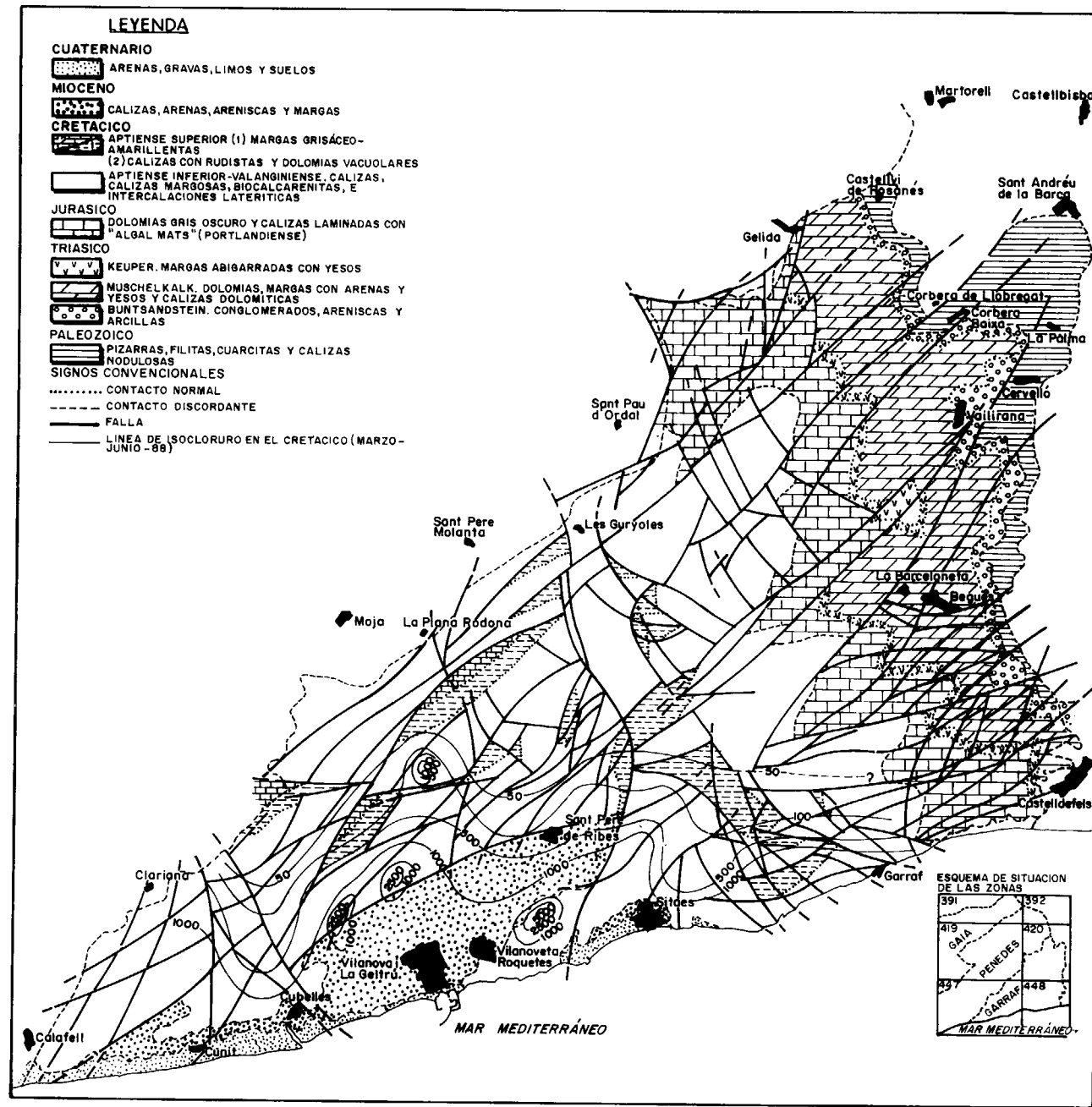


Figura 1.—Mapa de cota 0.

ño sector en el margen septentrional que abarca términos que van del Ordovícico al Carbonífero. Aun cuando en él se hallan representados diversos tipos de rocas, es predominantemente esquistoso.

2.1.2. **Mesozoico**

Triásico

Aflora en la típica facies germánica de Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper.

El Buntsandstein está constituido por conglomerados, areniscas rojas y argilitas rojas y verdosas. En el Muschelkalk se distinguen dos tramos esencialmente calizos, separados por una intercalación de areniscas y arcillas rojas. El Keuper está constituido por margas yesíferas abigarradas.

Jurásico

La base del Garraf está constituido por niveles brechoides, que con toda prudencia pueden asimilarse a la Formación de Cortes de Tajuña en el límite Retiense-Hettangiense; el resto del Jurásico pertenece al Malm.

La serie viene representada, de muro a techo, por:

- 15- 40 m.—¿Lías? (*Rhetiense - Hettangiense*). Brechas de matriz calcárea, cantos dolomíticos-triásicos angulosos y subangulosos de 1 a 5 dm. de diámetro, tonos rojizos predominantes. Discordancia angular y/o erosiva.
- 35 m.—*Kimmeridgiense*. Doloesparitas grises a negras, bancos de 0,3 a 0,6 m. Oolitas.
- 12 m.—*Kimmeridgiense Superior*. Dolomicritas arcillosas con laminaciones criptoalgales, con lumaquelas (shell pavement), Intejonos carbonosos con *Pagiophyllum cirinecum* (Saporta). Araucacea que data del *Kimmeridgiense Superior*, zona de *Beckeri*.
- 80 m.—*Titónico - Kimmeridgiense Superior*. Doloesparitas negras, estratificación masiva, bancos métricos, bancos detríticos con estratificación cruzada.
- 30 m.—*Titónico Medio*. Calizas dolomíticas, dolomicritas y doloesparitas de colores grises, ocre y negros.
- 35 m.—*Titónico Superior*. Calizas gris claro, brechoides con estructuras estromatolíticas con *Clypeina* jurásica (Farré) *Fareina salevensis*.

Cretácico

- 50 m.—*Valanginiense Berriasiense*. Fm. Cal-

carenitas los Polacos + F. calizas de la Bastida. Calizas micríticas de grano fino, color blanco alternando con calizas margosas y margas (hay unos 10 con potencia de 2 a 0,3 m.). La parte final del tramo es rica en Rudistas (*Matheronia* sp.), con *Valdanchella milliani*; los niveles margosos tienen carófitas, muestran una clara tendencia a ser facies «shoaling upwards» (con tendencia a emersión).

Hauteriviense. No depositado; lateritas o suelos ferralíticos.

- 100 m.—*Barremiense*. *Calizas y arcillas de la F. Cantaperdius*. Wackestones grises con intercalaciones de arcillas lateríticas, frecuentes brechas intraformacionales con «cailloux noirs», hacia techo wackestones de miliólidos y orbitolínidos *paraloskinola*, *chofateillas*, *trochalina alpina*, etc.
- 450 m.—*Barremiense Medio y Superior*, *calizas y margas de la F. Artoles*. Bioclásticos con *Orbitolinopsis kiliani*, *Orbitolipnosis cubilleri*, *Paracoskinola sun nilandensis*, *trocholinas*, etc.
Los niveles calcareníticos tienen estratificación cruzada planar, es en parte un paso vertical y lateral de la formación anterior.
- 75-100 m.—*Aptiense Inferior (Bedouliense Inferior)*. *F. calizas y margas de cherts*. Wackestones - grainstones bioclásticos, ambiente lagoon marino restringido, bancos marginales de shoalas de orbitolínidos, intercalaciones margosas-decimétricas.
- 50-100 m.—*Aptiense Superior (Bedouliense Superior - Gargasiense)*. *F. Margas del Forcall*. Margas grisáceo-amarillentas o azuladas con intercalaciones de wackestones nodulares, contienen plicátula (margas de plicátulas) y orbitolina, *Paleorbitolina loticularis*. Son depósitos distales de una rampa carbonatada homoclinal.
- 30- 60 m.—*Gargasiense Superior*. *F. calizas de Villaroja de los Pinares*. Wackestones

y grainstones en bancos de dm. a m. con niveles de rudistas, corales, etc.; contienen Orbitolina Parva, O. texana, cuneolina, lamelibranquios, etc., en algunas zonas se han dolomitizado intensamente.

150 m.—*Albiense*. Margas arenosas (120 m.), con orbitolínidos (barras) ammonítidos, beleamanites, etc., una barra terminal de 20 m. de grainstones-pac-kestones oolítico-bioclásticos, con «patchreef» de corales y bancos de Rudistas; esta formación, que en Garraf es marina, pasa hacia el interior (bloque de Marmella) a más terrígena.

2.1.3. Terciario

En el interior del Garraf existen una serie de pequeñas fosas rellenas con materiales miocenos, que corresponden a dos formaciones distintas: una basal, con carácter continental, y otra superior, más o menos marina. Litológicamente, está constituido por calizas, arenas, areniscas y margas.

2.1.4. Cuaternario

Corresponden a costras, suelos, tierras de labor y depósitos de ramblas. En el litoral existen zonas de marismas.

2.2. TECTONICA DEL GARRAF

Las antiguas directrices hercínicas (NE-SO) fueron puestas nuevamente en juego durante los movimientos alpinos; estas fallas provocan un hundimiento progresivo hacia el NO, por lo que a primera vista el Garraf es una serie monoclinál progresivamente más joven hacia el NO, donde, efectivamente, aparecen los términos más «jóvenes» del cretácico; este dispositivo se ve alterado por las fallas NE-SO, que provocan el afloramiento de términos más viejos en el labio norte de la fractura; esta disposición, a su vez, se ve alterada por fracturas de dirección N-S, por lo que la conjunción de ambas direcciones provoca una serie de pequeñas fosas que posteriormente se rellenaron con materiales miocenos.

Las principales cubetas originadas por este juego tectónico son:

- La de Vilanova - San Pedro de Ribas.
- La de Canyelles.
- La de Olesa de Bonesvalls.
- La de Olivella.

La profundidad de las mismas varía según el salto originado por las fallas, siendo la más profunda la de Vilanova - San Pedro de Ribas, cuyo zócalo se sitúa entre los 100 y 200 m. de profundidad. Obviamente, la depresión del Penedés obedece al mismo proceso tectónico, pero su profundidad es mucho mayor.

3. PREDICCION DEL DRENAJE

La organización del drenaje en los acuíferos kársticos es muy diferente de la de los acuíferos clásicos. En el karst la permeabilidad se establece gracias a la interconexión de fisuras y planos de debilidad, y la circulación del agua a su través provoca la disolución de la roca, ampliando paulatinamente los huecos y fisuras interconectadas, y disminuyendo por consiguiente su pérdida de carga. En consecuencia, su gradiente hidráulico aumenta, incrementándose con ello la circulación y, por consiguiente, la disolución, y así sucesivamente.

Mediante un efecto de feed-back, solamente las fisuras y planos de debilidad que están sometidas a mayor gradiente hidráulico son las que se amplían, en detrimento de las otras. El resultado es el establecimiento de la red de conductos tridimensional, responsable tanto de las altas transmisividades como del carácter direccional y discreto de los acuíferos kársticos.

La cuantificación de la anisotropía en dirección y, en consecuencia, la predicción de las direcciones principales de drenaje, se puede abordar, como se ha comentado anteriormente, mediante la aplicación del «Método de Predicción de las Direcciones Principales de Drenaje en el Karst» (ERASO, 1985-86). Método que, tras varias décadas de observación, contraste y comprobación, ha contribuido en forma esencial a mejorar el conocimiento de la red tridimensional de conductos característica del acuífero kárstico.

3.1. HIPOTESIS DE TRABAJO

Las hipótesis en que se apoya el método son dos:

- 1.ª Existe una preparación tectónica del karst que prefigura la disposición de la red tridimensional de conductos de drenaje en función de su historia estructural.
- 2.ª Las direcciones más probables de drenaje se organizan dentro de los planos que contienen a las componentes máxima, σ_1 , e intermedia, σ_2 , de los diferentes elipsoides de esfuerzos del macizo rocoso, es decir, los planos (σ_1, σ_2). Son, por consiguiente, en cada caso, ortogonales a las componentes mínimas, σ_3 , de cada elipsoide en cuestión.

3.2. TRABAJOS DE CAMPO

Estos trabajos se centran en encontrar conjunciones de tectoglifos capaces de determinar los diferentes elipsoides de esfuerzos a que han estado sometidas las rocas. Las principales conjunciones heterogéneas son:

- Estilolito - Vena de calcita.
- Estilolito - Falla.
- Vena de calcita - Falla.
- Fallas conjugadas.

De manera que, mediante la aplicación de las técnicas de geología estructural, tras leer la dirección y buzamiento de cada plano de tectoglifo, poder determinar en red de WULFF los componentes de cada elipsoide de esfuerzos ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$). Los planos que contengan los componentes mayor e intermedio de dichos elipsoides (σ_1, σ_2) determinarán las direcciones de drenaje buscadas. Como las venas son ortogonales a la componente menor de dichos elipsoides (σ_3), también determinarán dichos planos de drenaje.

El inventario de tectoglifos se ha realizado en una excavación antrópica reciente correspondiente a un talud situado junto a la carretera comarcal núm. 244, al norte de la localidad de Canyelles.

3.3. ANALISIS DE LOS DATOS. REPRESENTACION Y RESULTADOS

El tratamiento de los datos se ha realizado mediante el siguiente paquete de programas:

- GEORED: Que dibuja las redes estereográficas equiareal (SCHMIDT) y equiangular (WULFF), para cualquier ángulo de inclinación del eje de la esfera de referencia entre 0° y 90°.
- GEODRE: Que calcula y dibuja la posición de los componentes del elipsoide ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) para las cinco situaciones (cuatro tipos de conjunciones de tectoglifos y falla única), y los planos de drenaje.
- GEOPOL: Que calcula y dibuja para una determinada población de planos y/o polos las zonas de igual concentración de polos, para cada porcentaje de área que se desee.

TABLA 1
Planos de drenaje

| Conjunción número | Dirección | Buzamiento | Dirección del buzamiento |
|-------------------|-----------|------------|--------------------------|
| 1 | ... | 276. | 82. |
| 3 | ... | 299. | 90. |
| 5 | ... | 317. | 85. |
| 7 | ... | 296. | 87. |
| 9 | ... | 289. | 70. |
| 10 | ... | 312. | 86. |
| 11 | ... | 284. | 80. |
| 13 | ... | 312. | 82. |
| 14 | ... | 298. | 66. |
| 15 | ... | 290. | 79. |
| 16 | ... | 288. | 77. |
| 17 | ... | 299. | 81. |
| 20 | ... | 296. | 77. |
| 21 | ... | 288. | 84. |
| 22 | ... | 286. | 88. |
| 24 | ... | 275. | 87. |
| 25 | ... | 279. | 89. |
| 29 | ... | 299. | 74. |
| 30 | ... | 285. | 83. |
| 31 | ... | 285. | 87. |
| 33 | ... | 273. | 87. |
| 34 | ... | 297. | 87. |
| 35 | ... | 305. | 87. |
| 36 | ... | 293. | 71. |
| 37 | ... | 272. | 80. |
| 38 | ... | 296. | 77. |
| 40 | ... | 272. | 79. |

INTERVALOS DEL CONTORNO
% CONCENTRACION POR 1,0% DE AREA
25,0 30,0

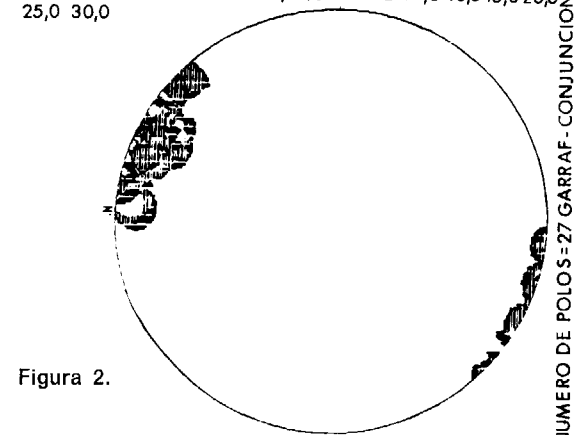
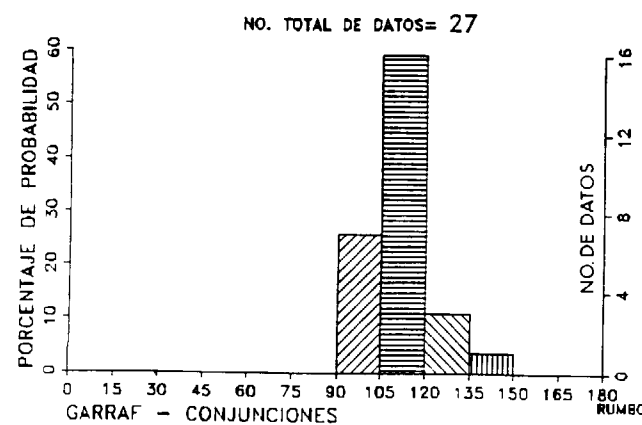


Figura 2.



INTERVALOS DE CONTORNO
% CONCENTRACION POR 1,0% DE AREA
4,0 8,0 12,0 16,0 20,0 24,0

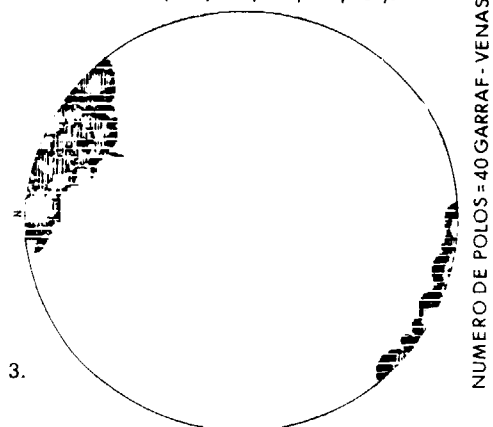
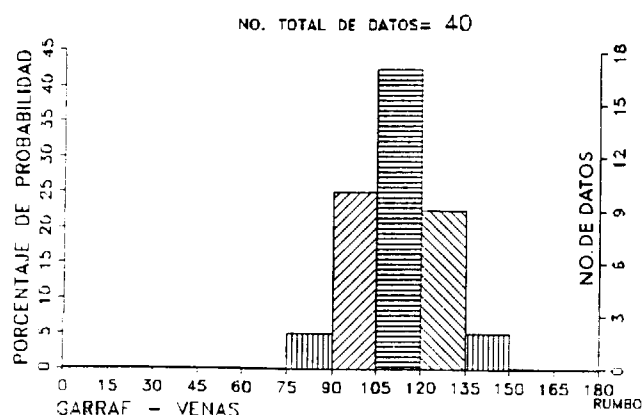


Figura 3.



INTERVALOS DEL CONTORNO
% CONCENTRACION POR 1,0% DE AREA
5,0 10,0 15,0 20,0 25,0 30,0

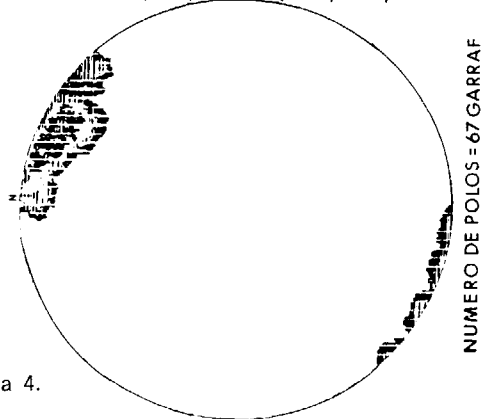
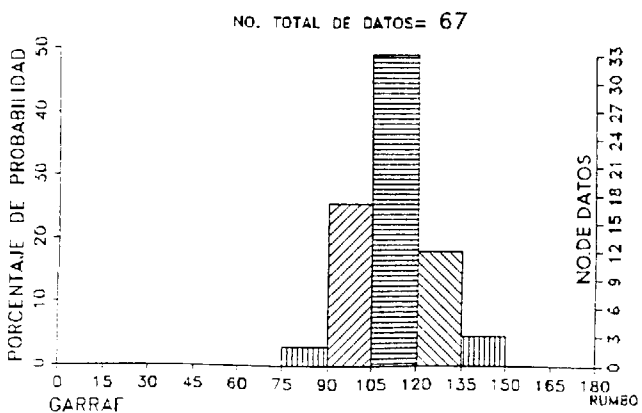


Figura 4.



El número de conjunciones que han superado los filtros de los programas es de 27 (tabla 1). En la figura 2 se representan los planos de drenaje, apreciándose una concentración de polos de planos de drenaje cuya máxima probabilidad (59,3 por 100) se ajusta en torno a un intervalo comprendido entre 105°-120°.

Las venas de calcita constituyen juntas de discontinuidad en la roca, donde las porciones de ambos lados se han alejado entre sí, dando lugar a la recristalización en general del mineral dominante en la roca. El alargamiento resultante, cuyo sentido físico es el de una tracción, se orienta de manera estadísticamente coincidente con la componente menor, σ_3 , del elipsoide, es decir, que el plano de la vena es ortogonal, siempre estadísticamente, a σ_3 . Consiguientemente, las venas determinan las direcciones más probables de drenaje. Por esta razón, en una segunda etapa, se ha realizado un tratamiento únicamente de las venas. En la figura 3 se han representado los polos correspondientes a las venas, observándose una moda muy acusada entre 105°-120°, con probabilidad aproximada del 42,5 por 100.

Por último, y para aumentar la población estadística, se ha realizado un tratamiento de la suma (67 datos) de conjunciones estilolito-vena y venas. Los resultados obtenidos se han representado en la figura 4. En este caso la máxima probabilidad (49,3 por 100) también se ajusta en torno a un intervalo comprendido entre 105°-120°.

4. APLICACION DEL TEST DE KOLMOGOROV

Este test permite cuantificar el error máximo y el grado de precisión en la predicción realizada. Para ello se precisa, sencillamente, comparar las curvas acumuladas de las parejas de polimodales conjunciones - venas, conjunciones - suma de ambas, venas - suma de ambas.

$$\text{Error máximo} = \xi \% \frac{\text{Dif. máx. \%}}{\sqrt{\text{Núm. clases}}}$$

$$\text{Precisión} = 100 - \xi \%$$

cuyos resultados, siempre con un error máximo inferior al 3,66 por 100, pueden verse en las figuras 5, 6 y 7.

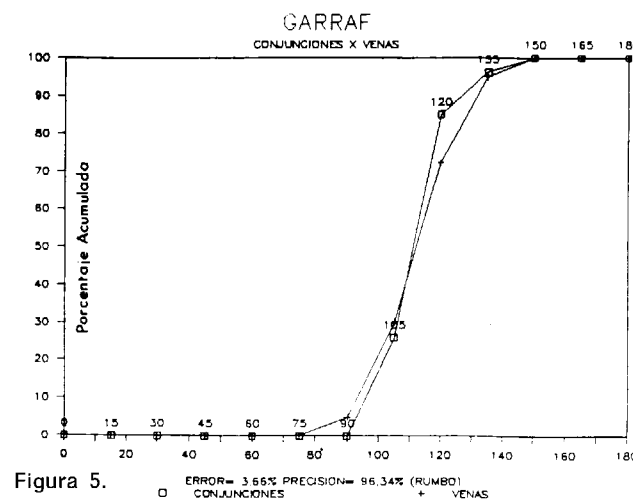


Figura 5.

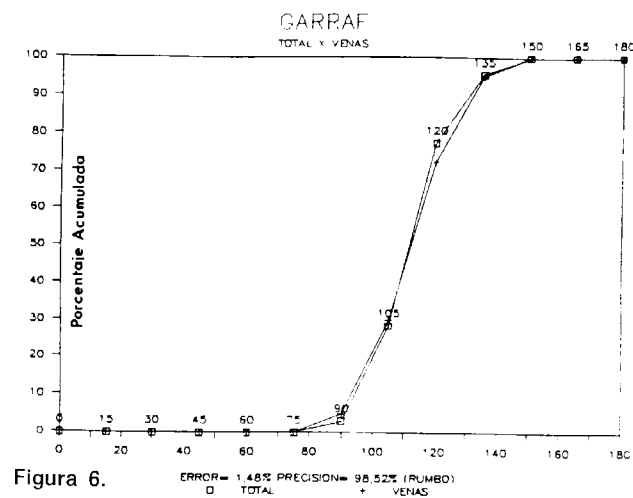


Figura 6.

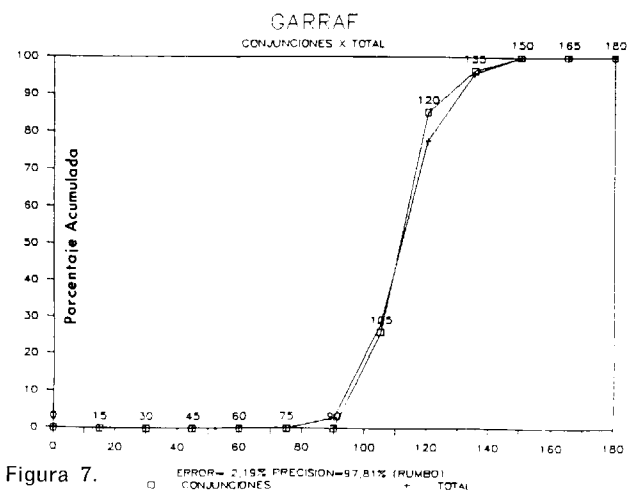


Figura 7.

5. CONCLUSIONES

1. La aplicación del Método de Predicción de las Direcciones Principales de Drenaje en el Karst da en este caso un alto grado de precisión, como lo demuestra el error máximo obtenido con el test de KOLMOGOROV, que en ningún caso sobrepasa el 3,7 por 100. Esta pequeña dispersión que se observa en los resultados puede ser debida, bien a errores en la toma de datos en campo, bien a la propia dispersión existente en los conductos preferenciales de drenaje del macizo del Garraf.
2. La distribución de las modas adoptadas por las direcciones de drenaje predichas por el método, muestran una única moda principal con un porcentaje de probabilidad máximo entre 105°-120° (es decir, 285°-300°).
3. Los planos de drenaje se agrupan en una única familia de dirección comprendida entre 272° y 317°, lo que en cierta medida confirma, la hipótesis de la probable existencia de una escorrentía subterránea hacia el Penedés, allí donde las margas aptenses tienen un desarrollo paralelo al mar.
4. Las surgencias submarinas existentes, según manifestaciones de pescadores de la zona, entre las poblaciones de Garraf y Castelldefels, podrían quedar justificadas asociándolas a las fallas cartografiadas en esa zona, cuya dirección es coincidente a la obtenida por la aplicación del método.
5. Los máximos de intrusión salina, representados en el mapa de cota cero, parecen alinearse según direcciones coincidentes, con las principales de drenaje determinadas por aplicación del Método.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su gratitud a la Cátedra de Hidrogeología de la Escuela de Minas de la Universidad Politécnica de Madrid y a la Delegación en Tarragona de la Compañía General de Sondeos (CGS), por su apoyo en infraestructura y laboratorios. A los técnicos José Torrents Pla y Pedro Luis Alfonso Bermejo, por el asesoramiento prestado en los trabajos geológicos de campo, y a Marcelo Taylor de Lima, por su ayuda en el tratamiento informático de los datos.

REFERENCIAS

ERASO, ADOLFO (1987): *Método de Predicción de las Direcciones Principales de Drenaje en el Karst*. Diputación Foral de Vizcaya, Bilbao. Rev. Kobie, núm. XV, 1985-86 (15-165).

ERASO, ADOLFO, y TAYLOR DE LIMA, MARCELO: *El Karst en Cuarcitas del grupo Itacolomi, Ouro Preto, Minas Gerais, Brasil: Aplicación del Método de Predicción de Drenaje Subterráneo*. Boletín Geológico y Minero, vol. 101-2, año 1990 (270-281).

ITGE (1973): *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Hoja núm. 447, Villanueva y Geltrú*.

ITGE (1975): *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Hoja núm. 448, Prat de Llobregat*.

ITGE (1988): *Revisión cartográfica y mapa geológico de cota cero en el macizo cretácico del Garraf*. Documento interno.

ITGE (1988): *Estudio de los usos del agua actuales y futuros en el macizo de Garraf. Sistema 73*. Documento interno.

Original recibido: Junio de 1991.

Original aceptado: Septiembre de 1991.

Aportación al conocimiento de la composición química de las eflorescencias de Peralta (Navarra).

Por J. A. MARTIN RUBI (*),
J. RUBIO NAVAS (*), P. ALARCON DE PABLO (*) y F. J. VALLE FUENTES (**)

RESUMEN

Se estudian dos muestras de eflorescencia recogidas en un talud a orillas del río Arga en Peralta (Navarra). La DRX ha informado de su mineralogía (starkeyita + halita) y la de su soporte (yeso, cuarzo, moscovita, cloritas, dolomita y magnesita). El análisis racional ha proporcionado su composición mineralógica cuantitativa con los datos aportados por DRX, ATD, TG y análisis químico.

Palabras clave: Evaporitas, Eflorescencia, Sulfato sódico, Sulfato magnésico, Análisis mineralógico, Análisis térmico, análisis racional.

ABSTRACT

The composition of two efflorescences located in road-cut slope, close the Arga river in Peralta (Navarra) has been investigated. The XRD shows that its mineralogical composition corresponds to the starkeyite + halite and the associated minerals (gypsum, quartz, moscovite, chlorites, dolomite and magnesite). The rational analysis have given a full knowledge of its quantitative mineralogical composition from the data obtained by XRD, DTA, TG and chemical analysis.

Key words: Evaporites. Efflorescence, Sodium, Sulfate, Magnesium sulfate, Mineralogical analysis, DTA and TG analysis, Rational analysis.

1. INTRODUCCION

El Servicio de Infraestructura Metalogénica y Minera del Instituto Tecnológico GeoMinero de España elabora Inventarios Nacionales de Recursos Minerales que muestran las posibilidades de nuestro país en cuanto a determinadas sustancias minerales.

Durante la preparación del correspondiente al sulfato sódico, el estudio no se ha circunscrito exclusivamente al descubrimiento y explotación de nuevos depósitos de thenardita (Na_2SO_4) y glauberita [$\text{Na}_2\text{Ca}(\text{SO}_4)_2$], sino que ha englobado también la identificación de otras sales relacionadas de la misma naturaleza {mirabilita

($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$), vanthoffita [$\text{Na}_6\text{Mg}(\text{SO}_4)_4$] y bloedita [$\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$] que, como las dos primeras, pueden presentar un indudable interés tecnológico con vistas a su aprovechamiento en la fabricación de detergentes, pasta de papel, vidrios, productos químicos, abonos y otras aplicaciones.

Los depósitos de Na_2SO_4 y sales afines se encuentran, en ocasiones, aflorando como tales en el suelo, pero la solubilidad y la alterabilidad de estas sales hace más probable que aparezcan indicios indirectos de su existencia en forma de eflorescencias.

Las eflorescencias minerales son manifestaciones superficiales resultantes de un triple proceso de disolución-evaporación-reprecipitación que puede afectar a cualquier mineral soluble interestratificado o disperso en rocas consoli-

(*) Instituto Tecnológico GeoMinero de España. Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid.

(**) Instituto de Cerámica y Vidrio, CSIC. Ctra. Valencia, Km. 24,300. 28500 Arganda del Rey (Madrid).

dadas. Cuando en la naturaleza se dan unas condiciones de preservación suficientes, como ocurre en cuevas o en labores mineras subterráneas, la acumulación de eflorescencias puede alcanzar espesores considerables que, en ocasiones, han sido explotados industrialmente. No obstante, su emplazamiento habitual son las superficies libres del terreno (fisuras, grietas, cavidades, resaltes naturales, suelos, etc.), donde la toma de muestras plantea problemas de homogeneidad, por la casi inevitable recogida de sustrato litológico junto con la eflorescencia.

En el desarrollo del Inventario de Recursos de sulfato sódico, el análisis de eflorescencias no ha permitido la identificación concreta de depósitos de estas sales, pero sí ha servido para realizar estudios paralelos que han resultado de interés con vistas a conocer e interpretar los procesos de formación de los minerales salinos. Tal ha ocurrido con las eflorescencias encontradas en un talud de la orilla izquierda del río Arga, entre las localidades de Peralta y Falces, al sur de la provincia de Navarra (fig. 1), por la presencia de starkeyita ($MgSO_4 \cdot 4 H_2O$) en su composición como componente fundamental.

De los diferentes grados de hidratación que el sulfato magnésico puede presentar (1, 4, 5, 6 y 7), el tetrahidrato y el pentahidrato son los menos abundantes en la naturaleza, por tratarse de sales metaestables que solamente se forman a partir de soluciones sobresaturadas de $MgSO_4$.

Se tiene referencia de la existencia de starkeyita en las superficies de las aguas y en los precipitados de ciertas lagunas endorreicas. Concretamente, en la de Pétrola (Albacete), estudiada por ORDOÑEZ et al. (1973), la alta concentración de Mg^{++} y SO_4^{--} , acompañada de la elevada evaporación durante el estiaje, favorece la formación de esta especie mineralógica en ciertas zonas restringidas de la laguna.

En Peralta la starkeyita forma depósitos blancos pulverulentos de eflorescencias que, preservados por resaltes naturales, se encuentran sobre una serie evaporítica miocena-oligocena constituida por capas alternantes de margas, yesos y areniscas (fig. 2).

La aparición de esta sal y de la halita, componente también presente, debe ser atribuida a un doble proceso de carácter electroquímico descri-

to por MIALL (1984), y que consiste en lo siguiente:

De una parte, en litologías margosas, la circulación de aguas salinas saturadas genera una corriente iónica dentro del fluido hacia la roca que, por un efecto de «potencial de membrana», estudiado por el citado autor en lodos de sondeo en contacto con margas, da lugar a la fijación de los cationes en la superficie, mientras que los aniones son repelidos.

De otra parte, en litologías areniscosas permeables, se produce un efecto contrario, y son los aniones los que quedan adheridos a la superficie.

En consecuencia, los contactos de ambas litologías son entornos favorables a una reacción entre aniones SO_4^{--} y Cl^- y cationes Mg^{++} y Na^+ , para dar precipitados por evaporación en las superficies libres.

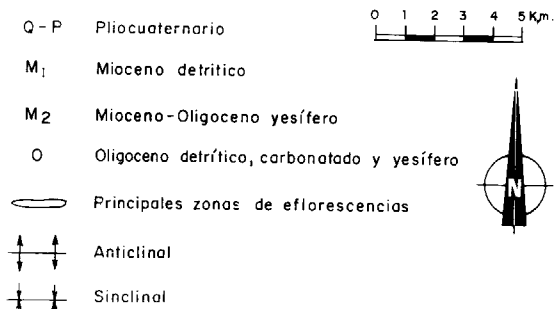
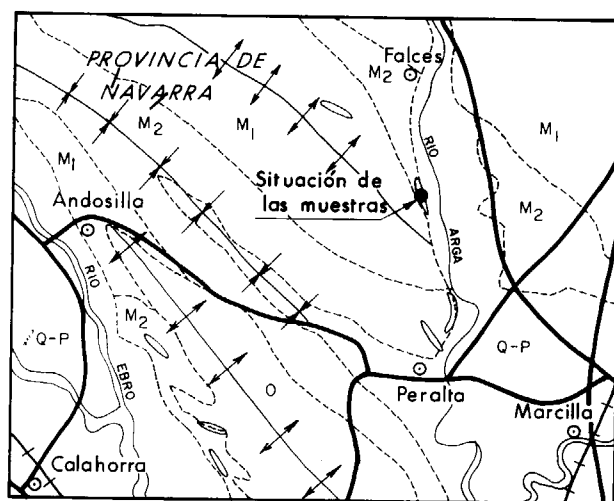


Figura 1.—Esquema geológico del área.

Location diagram with surrounding geology.

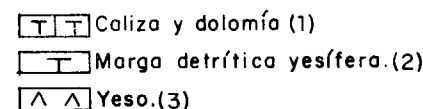
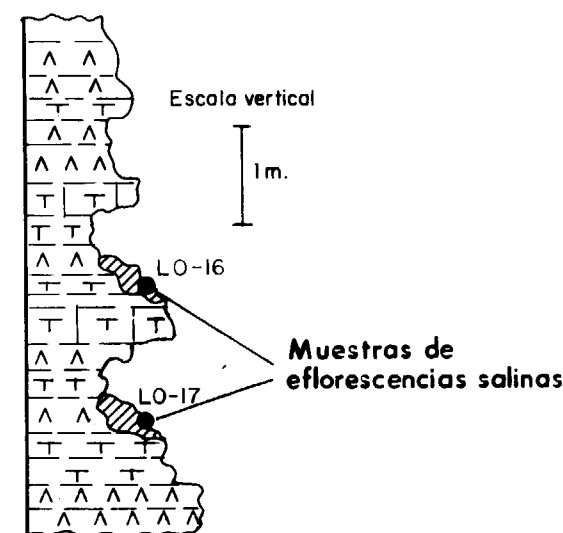


Figura 2.—Corte litológico y situación de las muestras.
Lithologic section with sample locations.

En el presente trabajo se lleva a cabo un estudio de las eflorescencias de Peralta desde la doble vertiente de su mineralogía y de su análisis químico. La experimentación realizada incluye también el estudio de la roca soporte que se encuentra asociada a estas sales.

A la hora de abordar el conocimiento de la composición química de las eflorescencias, una dificultad puede presentarse, y ella radica en referir los datos analíticos a una muestra que man-

tenga constancia de peso en un intervalo suficientemente amplio de temperatura. El solapamiento que se produce entre el agua absorbida (humedad) y el agua de cristalización, por una parte, y entre esta última y los procesos de deshidroxilación y descarbonatación de los componentes del soporte, por otra, son las causas que más influyen en la consecución de resultados distorsionados. Por este motivo, es muy importante establecer un criterio para fijar la temperatura de secado de la muestra.

2. PARTE EXPERIMENTAL

2.1. Muestras

Los materiales analizados han sido cinco, correspondientes a las eflorescencias (LO-16 y LO-17) y a los estratos (1, 2 y 3). Su situación en la columna litológica queda reflejada en la figura 2.

2.2. Análisis mineralógico por DRX

Se ha efectuado en un difractor PHILIPS modelo PW-1130, con radiación K_{α} (1.54051 Å) del cobre y unas condiciones de excitación en el tubo de 40 KV y 40 mA.

Los resultados proporcionados por la DRX se condensan en la tabla I.

El análisis mineralógico se ha ampliado a los residuos insolubles resultantes de someter las dos muestras de eflorescencia a un tratamiento de lixiviación acuosa a 90° C durante 30 minutos. En los difractogramas correspondientes a estos residuos (fig. 3) se observa la desaparición

TABLA I
Composición mineralógica de los materiales

| Material | Componente | | | | | | | | |
|---------------------|------------|------------|--------|----------|-----------|---------|----------|-----------|--------|
| | Yeso | Starkeyita | Cuarzo | Dolomita | Magnesita | Calcita | Cloritas | Moscovita | Halita |
| Estrato 1 | + | | +++ | ++ | | +++ | ++ | ++ | |
| Estrato 2 | +++ | | + | | ++ | + | + | ++ | |
| Estrato 3 | +++ | | | + | + | | | | |
| Eflorescencia LO-16 | +++ | ++ | ++ | + | + | | + | + | |
| Eflorescencia LO-17 | +++ | ++ | ++ | + | + | | + | + | + |

(+++) Mayoritario. (++) Medio. (+) Minoritario.

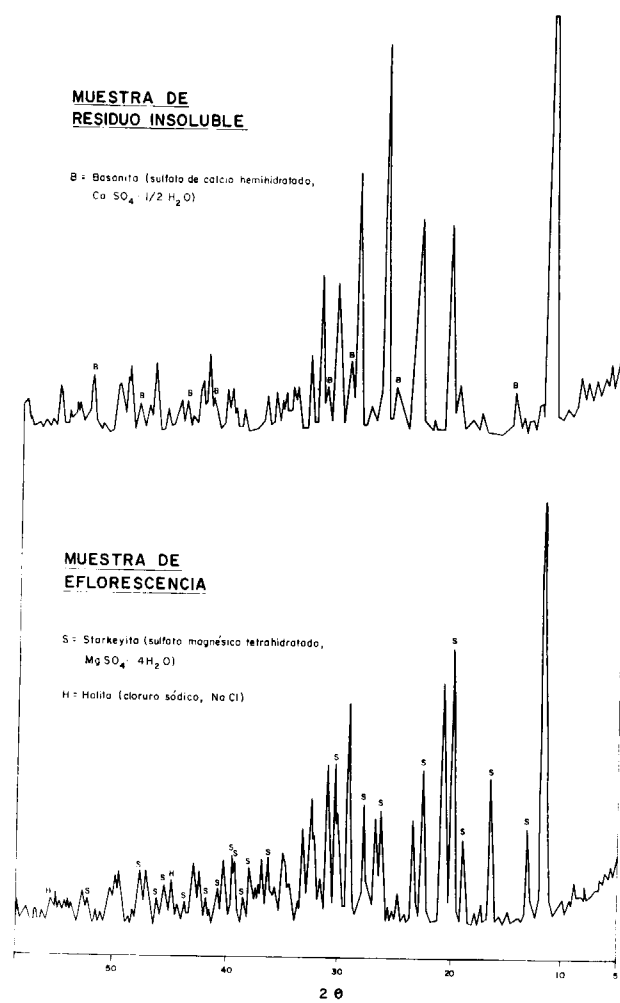


Figura 3.—Difractogramas correspondientes a la eflorescencia LO-16 y al residuo obtenido en su lixiviación acuosa.

Diffraction pattern of LO-16 sample (efflorescence and soluble residue obtained by leaching with water).

ción de la starkeyita y de la halita, junto a la aparición de una nueva fase como consecuencia de la transformación parcial del yeso en su hemihidrato (basanita). Este hecho es indicativo de que las eflorescencias están constituidas exclusivamente por las dos especies mineralógicas solubles. En la figura 3 solamente aparecen señaladas las reflexiones de las fases que han surgido y desaparecido en el proceso de lixiviación, las difracciones no marcadas se deben a componentes pertenecientes al estrato soporte que no han experimentado modificación.

2.3. Análisis térmico diferencial y termogravimétrico

La similitud composicional de las dos muestras de eflorescencia ha permitido que el estudio térmico de las mismas se haya circunscrito a una sola, puesto que «a priori» ambas presentarán un comportamiento semejante. Sobre la LO-16 han recaído los ensayos.

En la experimentación se han utilizado una termobalanza Mettler modelo TA-2 y un calorímetro diferencial de barrido Perkin-Elmer modelo DSC-7, este último empleado para repetir el ATD de la muestra en la zona comprendida entre 50 y 500° C. Las condiciones de trabajo en los dos equipos se ofrecen en la tabla II, y los respectivos termogramas en las figuras 4 y 5.

TABLA II

Parámetros instrumentales empleados en la termobalanza y en el calorímetro diferencial

| | Termobalanza | Calorímetro diferencial |
|--|--------------------------------|-------------------------|
| Peso de muestra (g.) | 0,16922 | 0,0533 |
| Sustancia de referencia | Al ₂ O ₃ | — |
| Peso de sustancia de referencia (g.) | 0,43900 | — |
| Atmósfera | Aire seco | N ₂ |
| Flujo (l · h ⁻¹) | 7 | 10 |
| Velocidad de calentamiento (°C · min ⁻¹) | 10 | 10 |
| Temperatura final (°C) | 1.000 | 500 |
| Margen de ATD | 200 μV | 150 mW |
| Margen de TG (mg.) | 100 | — |
| Margen de DTG (mg. min ⁻¹) | 25 | — |

El ATD obtenido en la termobalanza (fig. 4) no ha llegado a discriminar totalmente los picos correspondientes a la pérdida de las dos moléculas de H₂O en el yeso y de las cuatro moléculas de H₂O en la starkeyita. En este ATD, el efecto endotérmico que tiene lugar a 80° C debe ser atribuido a la pérdida de la primera molécula de agua de la starkeyita. Los picos de la misma naturaleza a 130 y 180° C engloban la pérdida de 1+1/2 moléculas de H₂O del yeso y de 2 molé-

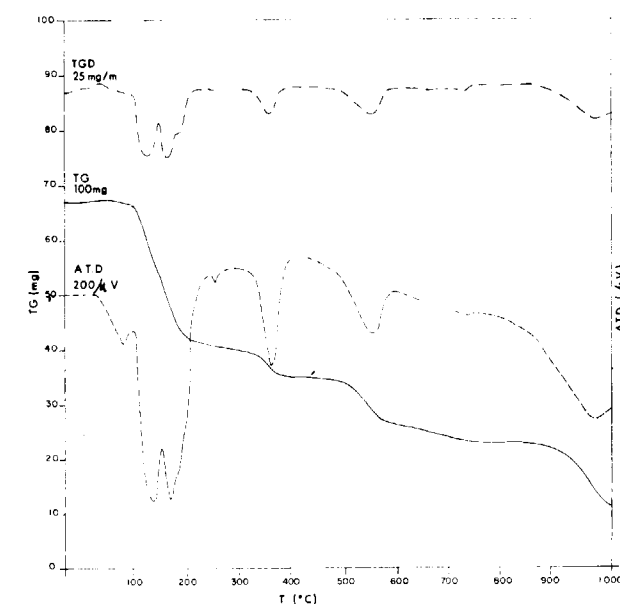


Figura 4.—Curvas ATD, TG y TGD correspondientes a la muestra LO-16 obtenidas en la termobalanza.

DTA, TG and TGD curves of LO-16 sample.

culas de agua de la starkeyita. El pequeño efecto endotérmico a 240° C es producido por el desprendimiento de la última molécula de H₂O de la starkeyita. Finalmente, el pico a 370° C, de análogas características a los anteriores, es originado por la desaparición de la 1/2 molécula de agua de la basanita.

En el calorímetro diferencial la curva de ATD (fig. 5), a pesar de los solapamientos que presenta, permite fijar las temperaturas a que tiene lugar la pérdida de tres, de las cuatro moléculas de H₂O de la starkeyita y de las dos moléculas de H₂O del yeso, merced a los datos bibliográficos de deshidratación que, para este último, proporciona TCHECHVILL (1968). El ensayo en esta ocasión se ha realizado en crisol cerrado y en atmósfera de N₂.

Volviendo a la figura 4, su ATD ofrece dos endotérmicos a 560 y 725° C, que se corresponden con la deshidroxilación de las cloritas y la descarbonatación de la magnesita, respectivamente.

El hábito de esta curva entre 750 y 950° C, sin llegar a definir picos, incluye los efectos endotérmicos producidos por la deshidroxilación de la

moscovita y la descarbonatación de la dolomita. A 950° C se observa claramente la descomposición del MgSO₄.

El análisis termogravimétrico (TG) ha resultado fundamental, por los motivos expuestos en la introducción, para disponer de una muestra que mantenga constancia de peso en un intervalo suficientemente amplio de temperatura. Como se constata en el termograma, esta circunstancia sólo se da entre 760 y 820° C. La continua pérdida de peso que experimenta el material durante el calentamiento, y que tiene su origen en las transformaciones expuestas anteriormente, obliga a que para realizar el análisis químico, la muestra no debe ser secada en estufa, sino simplemente colocada en un desecador que contenga cloruro cálcico como deshidratante durante 24 horas. El grado de humedad alcanzado por la muestra, en estas condiciones, no afectará significativamente a los resultados.

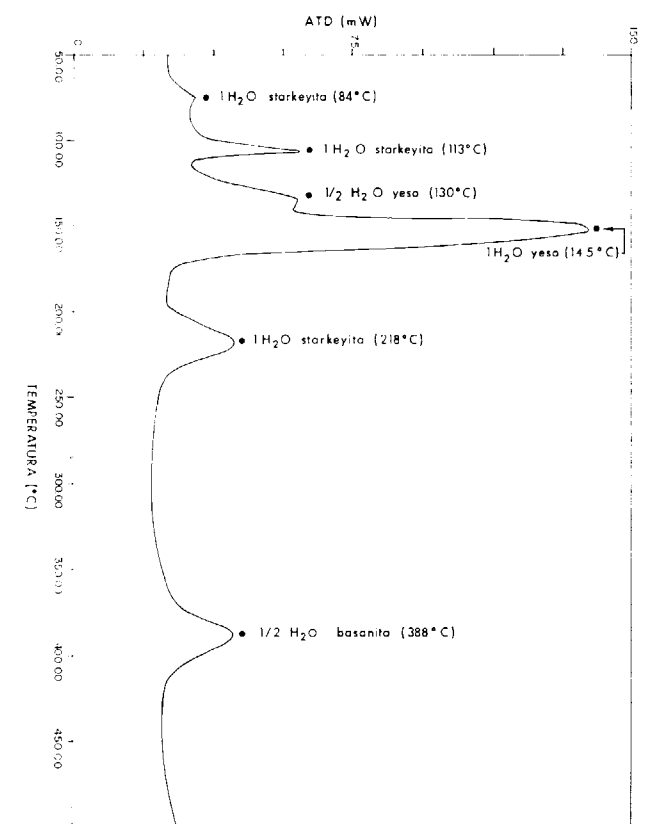


Figura 5.—ATD correspondiente a la muestra LO-16 obtenida en el calorímetro diferencial.

DTA curve of LO-16 sample (Differential calorimeter).

2.4. Análisis químico

Se ha efectuado sobre los dos materiales eflorescentes sometidos al tratamiento de secado indicado en el apartado anterior. En la tabla III se reflejan los datos analíticos obtenidos, así como las técnicas utilizadas en su consecución.

El análisis químico confirma la similitud composicional de las muestras ya observadas en los difractogramas. En la tabla III sólo se contemplan ligeras diferencias centradas en que el material LO-16 presenta un mayor porcentaje de componente silicatado (soporte), mientras que el LO-17 posee un contenido más elevado de starkeyita y halita (eflorescencia).

TABLA III
Análisis químico de las muestras de eflorescencia

| Componente | Contenido (%) | | Técnica analítica |
|---------------------------------------|---------------|-------|-------------------|
| | LO-16 | LO-17 | |
| SiO ₂ | 12.18 | 10.69 | Gravimetría |
| Al ₂ O ₃ | 6.14 | 5.08 | Absorción atómica |
| Fe ₂ O ₃ | 2.92 | 1.12 | Absorción atómica |
| CaO | 17.01 | 16.60 | Complexometría |
| MgO | 7.18 | 9.16 | Complexometría |
| Na ₂ O | 0.32 | 0.96 | Absorción atómica |
| K ₂ O | 1.98 | 1.51 | Absorción atómica |
| SO ₃ | 28.33 | 29.75 | Gravimetría |
| CO ₂ | 5.16 | 4.56 | Gravimetría |
| Cl ⁻ | 0.27 | 0.92 | Volumetría |

2.5. Análisis racional

Como última etapa, se ha abordado el análisis racional de las muestras de eflorescencia a partir de los datos proporcionados por DRX, ATD, TG y análisis químico.

Previamente, la determinación gravimétrica de sulfatos se ha extendido: al material calcinado a 1.000° C (exento del SO₃ procedente del MgSO₄) y al extracto acuoso (presencia del SO₃ procedente del MgSO₄), cuyos porcentajes son necesarios para establecer la composición mineralógica de la muestra.

El análisis racional ha permitido individualizar los contenidos de yeso, starkeyita, halita, magnesita y dolomita en la muestra. El resto de las especies mineralógicas han sido incluidas conjuntamente como esqueleto silicatado.

A la hora de efectuar este tipo de análisis se han hecho las simplificaciones que se detallan a continuación:

- El porcentaje de sulfato en la muestra calcinada a 1.000° C procede de la anhidrita exclusivamente.
- La cantidad de sulfato que está combinado con el magnesio en la starkeyita es la diferencia que existe entre el del material original (34,00 por 100 en el LO-16 y 35,70 por 100 en el LO-17) y el del calcinado a 1.000° C (26,89 por 100 en el LO-16 y 26,40 por 100 en el LO-17). Este porcentaje no se aparta significativamente del encontrado en las sales solubles (7,35 por 100 en el LO-16 y 9,55 por 100 en el LO-17).
- La totalidad del calcio se distribuye entre el yeso y la dolomita. A esta última se la supone una estequiometría de 1 : 1 entre calcio y magnesio.
- El magnesio se reparte entre starkeyita, dolomita, magnesita y clorita.
- Los porcentajes de SiO₂, Al₂O₃ y K₂O sin individualizar se asignan a moscovita, cloritas y cuarzo.
- El hierro, que puede proceder de las cloritas, de posibles dolomitas férricas (ankerita) y, fundamentalmente, de geles no detectados por DRX, no se hace intervenir en el cálculo del porcentaje de dolomita.

En la tabla IV se recogen los resultados del análisis racional. La diferencia hasta 100 de los resultados comprende la humedad de las muestras y la deshidroxilación de cloritas y moscovita. Esta diferencia, sumada a los datos del agua de

TABLA IV
Análisis racional de las eflorescencias

| | LO-16 (%) | LO-17 (%) |
|--|-------------|-------------|
| Yeso | 48.2 | 47.3 |
| Starkeyita | 14.2 | 18.6 |
| Dolomita | 4.4 | 3.9 |
| Magnesita | 5.9 | 4.8 |
| Halita | 0.5 | 1.5 |
| Esqueleto silicatado + + geles de hierro | 22.4 | 18.7 |
| TOTAL | 95.6 | 94.8 |

cristalización del yeso y de la starkeyita y a los porcentajes de SO₃ y CO₂ correspondientes a la descomposición de sulfatos y carbonatos, conduce a pérdidas globales del 30,20 por 100 en LO-16 y 34,30 por 100 en LO-17. En el caso de la primera muestra (de la que se dispone de análisis termogravimétrico), dicha pérdida concuerda con la encontrada en el citado ensayo (32,50 por 100), dentro del error que siempre es atribuible a este tipo de análisis.

Por otra parte, los porcentajes de starkeyita obtenidos por este procedimiento coinciden con los proporcionados por los extractos solubles del material original. Este dato da por correctas

las simplificaciones efectuadas en el análisis racional y confirma la total solubilidad de la starkeyita en agua.

REFERENCIAS

MIALL, A. D. (1984): *Principles of sedimentary basin analysis*. Springer Verlag. New York: 66-70.

ORDOÑEZ, S.; GARCIA DEL CURA, M.ª A., y MARFIL, R. (1973): *Sedimentación actual. La laguna de Pérgola (Albacete)*. Estudios Geol., 29: 367-377.

TCHEICHVILL, L. (1968): *Sobre la transformación de anhidrita en bihidrato*. Bol. Soc. Esp. Cerám., 7: 55-94.

Original recibido: Septiembre de 1991.

Original aceptado: Octubre de 1991.

ROCAS INDUSTRIALES Y ORNAMENTALES

Tendencias geoquímicas durante el proceso de alteración de los granitos de la Catedral de Toledo.

Por R. FORT GONZALEZ (*),
M. BUSTILLO REVUELTA (**), C. LOPEZ DE AZCONA (*) y F. MINGARRO MARTIN (**)

RESUMEN

Este trabajo presenta un estudio geoquímico de elementos mayores, menores, traza y tierras raras, durante los procesos de alteración de los materiales utilizados en la construcción de la Catedral de Toledo. Para ello se establece un estudio comparativo entre los contenidos geoquímicos en las rocas de la Catedral con diferente grado de alteración y las muestras frescas procedentes de las canteras utilizadas para dicha obra. Así, se observa que los granitos estudiados presentan una pérdida de los contenidos en SiO_2 durante la alteración, pérdida producida por los procesos de sulfatación de silicatos. Esta misma tendencia presenta el Na_2O y el K_2O , mientras que el P_2O_5 posee una tendencia a la ganancia, la cual está relacionada con la actividad biológica de las palomas existentes en el exterior de la catedral. En cuanto a los elementos traza, existen procesos de ganancia (Zr, Cr, Sr y Ba), pérdida (Th) o estabilización (Zn, Ga) durante los procesos de alteración. Por su parte, las tierras raras evolucionan de forma separada; así, los elementos de número atómico inferior a 64 disminuyen sus contenidos, mientras que los de número atómico mayor de 64 los aumentan al progresar la alteración.

Por último, y desde un punto de vista general, atendiendo al índice de alteración potencial (IAP), se puede establecer que los monzogranitos utilizados en la Catedral tienen un grado de alteración que puede ir desde muy alto hasta un valor alto-medio, mientras que el otro gran grupo de rocas silicatadas utilizado en la construcción, las granodioritas, presentan una alteración de tipo medio.

Palabras clave: Geoquímica, Granitos, Monumentos, Procesos de degradación, Toledo.

ABSTRACT

A geochemical study of major, minor, trace and rare earth elements during weathering processes in the rocks used in the building of Toledo Cathedral is developed using the comparison between geochemical contents in the rocks of the Cathedral with different degrees of weathering and the geochemical contents of samples from the quarries used in the building of the Cathedral. The results show a decrease in SiO_2 contents during weathering of the granites. This decrease is closely related to sulfation processes. Na_2O and K_2O exhibit a similar trend to that shown by SiO_2 . However, P_2O_5 exhibits an increase related to biological activity of pigeons living in the Cathedral. In relation to trace elements, enrichment processes (Zr, Cr, Sr, Ba), depletion processes (Th) and processes with a slight variation (Zn, Ga) are observed in this study. The evolution of rare earth elements during weathering processes can be explained with two trends: elements with atomic number < 64 exhibit a decrease in the rare earth contents while elements with atomic number > 64 exhibit an increase in these contents.

Finally, from a general point of view and attending the potential weathering index (PWI), the results obtained in this work show that monzogranites used in Toledo Cathedral present PWI values ranging from very high to medium-high and the other type of silicate rocks used in the building (granodiorites) presents a PWI value of medium type.

Key words: Geochemical, Granites, Monuments, Weathering processes, Toledo.

(*) Instituto de Geología Económica. CSIC. Fac. Geología. Univ. Complutense. 28040 Madrid.

(**) Departamento de Petrología y Geoquímica. Fac. Geología. Univ. Complutense. 28040 Madrid.

INTRODUCCION Y OBJETIVOS

Existe una gran cantidad de trabajos que estudian el comportamiento de los materiales graníticos durante los procesos de alteración, estando dichos trabajos enfocados desde el punto de vista del estudio en su lugar natural, es decir, en los afloramientos. Sin embargo, cuando estos materiales se extraen de la cantera y se utilizan para la construcción de obras arquitectónicas, se van a modificar sus condiciones primarias, al ser sometidos a nuevas condiciones medioambientales, todo ello acentuado por una mayor superficie de exposición a estos agentes, lo que provoca un mayor deterioro de la roca y una más rápida velocidad de degradación.

Durante este proceso de alteración, se produce una transformación de las fases silicatadas existentes en los granitos en nuevas especies cristalinas, siendo la composición de la roca origen la que define la evolución del proceso de alteración. Los componentes primarios de las rocas graníticas tienden a descomponerse según el orden de estabilidad de los minerales silicatados, el cual es inverso al de su formación. Así, los minerales más resistentes, en estos materiales, serán el cuarzo, los feldespatos y las moscovitas, mientras que el resto de los minerales constituyentes tenderán a ser alterados en los primeros estadios y, los iones resultantes, lixiviados, según su capacidad de migración, por las aguas de escorrentía. Todo ello producirá un debilitamiento de la textura de la roca al perder sus constituyentes principales.

En este trabajo se estudia el comportamiento de elementos mayores, menores, trazas y tierras raras durante la alteración de las rocas graníticas utilizadas en la construcción de la Catedral de Toledo. Para ello nos basamos en las variaciones geoquímicas entre las rocas de la Catedral con diferente grado de alteración y las muestras inalteradas procedentes de las canteras utilizadas para dicha obra.

CARACTERISTICAS PETROLOGICAS Y GEOQUIMICAS DE LAS ROCAS GRANITICAS UTILIZADAS EN LA CATEDRAL DE TOLEDO

La Catedral de Toledo, construida entre 1227 y 1498, presenta una gran variedad en los materia-

les utilizados para su construcción (LOPEZ DE AZCONA et al., 1991). Sin embargo, éstos se pueden englobar, fundamentalmente, en dos grandes grupos: rocas graníticas y carbonáticas.

Dentro de los materiales graníticos se pueden diferenciar dos tipos principales, procedentes ambos de canteras próximas a la ciudad. Estos materiales presentan aspectos texturales, mineralógicos y geoquímicos diferentes, lo que da lugar a un comportamiento también diferente durante su alteración en obra. Además, estos dos tipos de granitos fueron utilizados en épocas distintas durante la construcción de la Catedral.

El granito utilizado en la primera época (1426-1485) presenta una textura porfídica, granuda, con grandes cristales de feldespato potásico entre 2 y 6 cm., a veces con una cierta orientación. Mineralógicamente, está formado por cuarzo y ortosa, y, en menor proporción, plagioclasa (oligoclasa-andesina), biotita, cordierita, almandino, circón, apatito y opacos. La cordierita aparece en grandes cristales, generalmente transformada en parte en filosilicatos, que suelen ser biotitas verdosas e incluso moscovita. Estas rocas han sido clasificadas como monzogranitos porfídicos (MINGARRO et al., 1991). Dadas las características petrológicas y geoquímicas de estas rocas (FORT et al., 1991) se puede establecer que estos materiales proceden de canteras antiguas situadas en las proximidades de Toledo, en el denominado Barranco de la Degollada y en las canteras de Guadaxaraz, dentro del entorno de Guardamur-Layos-Argés.

Junto a este tipo de granito se utilizó, en las primeras etapas de restauración de la Catedral, otro de características petrológicas similares al anterior, el cual procedía de la zona de Mascaque-Villaminaya-Chueca-Almonacid, y que se puede clasificar como monzogranito de grano medio a grueso. Este granito tiene un aspecto granudo, isocristalino y presenta, en comparación con el monzogranito porfídico, un menor contenido en biotitas y mayor en plagioclasas.

Los granitos utilizados en las etapas de restauración del año 1787 presentan características petrológicas distintas a las anteriores, siendo clasificados como granodioritas-adamellitas. Son de grano fino y están constituidos por cuarzo (23-42 por 100), ortosa (16-32 por 100), plagioclasa (22-49 por 100) —siendo fundamentalmente

oligoclasa— y biotita (4-26 por 100) (APARICIO, 1971). Estas rocas fueron extraídas de las canteras existentes en la zona de Ventas con Peña Aguilera, Menasalvas, etc.

El análisis químico de los monzogranitos y granodioritas, sin proceso de alteración aparente, procedentes de las canteras anteriormente citadas, se presenta en la tabla I.

METODOLOGIA

Para poder conocer el comportamiento de un elemento químico durante la alteración de la roca, hay que comparar las diferencias entre los análisis de la roca inalterada procedente de la cantera y los correspondientes a las muestras alteradas en el monumento. El contenido de un determinado elemento en la roca está directamente influido por los cambios de concentración en los otros constituyentes durante el proceso de alteración. Por ello, es necesario tomar una referencia común, que en nuestro caso ha sido el contenido de aluminio, ya que este elemento es muy poco soluble y tiende a permanecer constante durante la alteración química de la roca.

El cálculo del porcentaje de pérdida o ganancia en un elemento determinado ha sido establecido por la ecuación siguiente:

$$\% \text{ Cambio} = \frac{C_m \frac{\text{Al}_2\text{O}_3 \text{ monumento}}{\text{Al}_2\text{O}_3 \text{ cantera}} - C_c}{C_c} \quad [1]$$

donde:

C_m=Concentración en monumento

C_c=Concentración en cantera

Se han estudiado 17 muestras de rocas graníticas, todas ellas utilizadas en la construcción de la Catedral de Toledo y presentando diferente grado de alteración. De estas muestras, ocho pertenecen al monzogranito porfídico y nueve a las granodioritas. Para poder conocer la evolución geoquímica durante la alteración, se analizaron también ocho muestras correspondientes a las canteras de las que procedían dichas rocas, como son las del Barranco de la Degollada para el monzogranito y las canteras de Ventas con

Peña Aguilera, Cuerva y Menasalvas, para la granodiorita (FORT et al., 1991).

El análisis de elementos mayores, menores y trazas fueron obtenidos a través de fluorescencia de rayos X. Para ello, y previa reducción de la muestra a polvo y su paso por un tamiz de nylon de 40 micrometros, se preparó la pastilla necesaria para la utilización de dicha técnica. Posteriormente, las medidas se realizaron en las condiciones estandar para los elementos a analizar y utilizando patrones internacionales de granitos con el fin de evitar el efecto matriz.

El agua de formación fue determinada siguiendo el método Penfield. La concentración de sulfatos se realizó por técnicas de espectrofotometría.

El análisis de tierras raras fue realizado por Emisión de Plasma (ICP), en el Centre National de la Recherche Scientifique, Nancy Cedex (Francia).

Por último, el cálculo del índice de alteración potencial (IAP) se llevó a cabo según el método propuesto por REICHE (1943), usando los contenidos en porcentaje en vez de los valores molares. Para el índice de caolinitización se ha utilizado el método propuesto por PEDRO (1964).

EVOLUCION GEOQUIMICA DURANTE LA ALTERACION ELEMENTOS MAYORES Y MENORES

La composición química de los elementos mayoritarios de los granitos inalterados y alterados utilizados en la construcción de la Catedral de Toledo queda reflejada en la tabla I. Las diferentes muestras están ordenadas según su contenido en agua de formación, lo cual nos indica un mayor grado de alteración de la roca. Igualmente, están representados los índices de alteración potencial (IAP) (REICHE, 1943), los cuales son más bajos cuanto mayor es el contenido en agua de formación de las muestras y, por tanto, cuanto mayor es la alteración de la roca. En nuestras muestras se puede observar que aquellas que tienen un índice más alto son las que se encuentran en un estado más fresco y, por ello, son potencialmente más alterables, mientras que las que tienen un índice bajo están muy

TABLA I
Análisis de elementos mayores, menores y trazas en los granitos estudiados de la Catedral de Toledo.

| | MONZOGRANITO | | | | | | | | | | GRANODIORITA | | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|----------|--------|--------------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-----------|--|
| | TO-6 | TO-48 | TO-8 | TO-33 | TO-50 | TO-27 | TO-99 | TO-9 | Can-tera | TO-100 | TO-103 | TO-31 | TO-19 | TO-18 | TO-20 | TO-38 | TO-13 | TO-12 | Can-teras | |
| SiO ₂ | 67,84 | 66,14 | 65,34 | 65,67 | 64,90 | 61,85 | 63,59 | 53,37 | 66,59 | 71,88 | 73,46 | 70,55 | 70,57 | 69,56 | 69,61 | 68,97 | 68,71 | 67,90 | 70,85 | |
| Al ₂ O ₃ | 15,37 | 15,28 | 15,63 | 15,05 | 15,55 | 15,00 | 14,66 | 12,37 | 15,53 | 15,19 | 15,99 | 15,44 | 15,92 | 15,34 | 15,23 | 15,07 | 15,51 | 15,18 | 15,13 | |
| Fe ₂ O ₃ | 3,42 | 4,53 | 4,95 | 4,91 | 4,57 | 5,67 | 4,15 | 5,02 | 4,92 | 2,97 | 1,86 | 2,88 | 2,63 | 2,75 | 2,91 | 3,13 | 3,29 | 2,98 | 3,22 | |
| MnO | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,04 | 0,06 | 0,05 | 0,04 | 0,01 | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,05 | 0,04 | 0,04 | 0,03 | |
| MgO | 0,99 | 1,12 | 1,31 | 1,15 | 1,21 | 1,43 | 1,12 | 1,98 | 1,27 | 0,71 | 0,58 | 0,78 | 0,79 | 0,87 | 0,07 | 0,91 | 0,93 | 0,95 | 0,78 | |
| CaO | 2,13 | 2,47 | 2,02 | 2,56 | 2,72 | 3,32 | 3,72 | 1,74 | 1,70 | 1,32 | 1,01 | 1,55 | 1,59 | 1,79 | 1,97 | 1,91 | 1,96 | 2,14 | 1,59 | |
| Na ₂ O | 2,97 | 2,75 | 2,38 | 2,69 | 5,59 | 2,20 | 2,54 | 5,82 | 2,97 | 3,49 | 3,69 | 3,34 | 3,32 | 3,19 | 3,25 | 3,25 | 3,08 | 2,97 | 3,34 | |
| K ₂ O | 4,88 | 5,16 | 5,41 | 5,25 | 5,37 | 5,87 | 5,25 | 8,31 | 5,66 | 4,20 | 3,94 | 4,38 | 4,39 | 4,59 | 4,64 | 4,69 | 4,73 | 4,88 | 4,29 | |
| TiO ₂ | 0,64 | 0,83 | 1,10 | 0,89 | 0,97 | 1,32 | 0,86 | 2,17 | 1,06 | 0,18 | 0,19 | 0,31 | 0,33 | 0,44 | 0,35 | 0,51 | 0,54 | 0,65 | 0,29 | |
| P ₂ O ₅ | 0,35 | 0,40 | 0,55 | 0,42 | 0,45 | 0,56 | 0,48 | 0,82 | 0,25 | 0,21 | 0,14 | 0,24 | 0,28 | 0,29 | 0,29 | 0,31 | 0,31 | 0,34 | 0,24 | |
| H ₂ O | 1,12 | 1,59 | 1,69 | 1,72 | 1,94 | 2,79 | 2,94 | 4,88 | 0,46 | 0,12 | 0,13 | 0,31 | 0,36 | 0,64 | 0,76 | 0,81 | 0,88 | 1,13 | 0,47 | |
| TOTAL | 99,75 | 100,31 | 100,43 | 100,35 | 100,33 | 100,06 | 99,35 | 96,38 | 100,45 | 100,27 | 100,94 | 99,81 | 100,21 | 99,51 | 99,73 | 99,48 | 99,98 | 99,16 | 100,54 | |
| SO ₄ ²⁻ | 0,70 | 0,01 | 0,00 | 0,02 | 0,01 | 0,23 | 1,75 | 5,01 | 0,00 | 0,29 | 0,29 | 0,05 | 0,39 | 0,06 | 0,01 | 0,51 | 0,18 | 0,49 | 0,00 | |
| Ba | 376 | 995 | 1.006 | 969 | 939 | 723 | 971 | 535 | 728 | 372 | 219 | 487 | 375 | 434 | 508 | 500 | 376 | 340 | 351 | |
| Cr | 209 | 104 | 168 | 130 | 193 | 140 | 382 | 108 | 5 | 205 | 255 | 151 | 107 | 147 | 187 | 184 | 154 | 76 | 5 | |
| Ga | 21 | 22 | 16 | 14 | 18 | 21 | 23 | 13 | 84 | 18 | 21 | 23 | 22 | 23 | 18 | 20 | 20 | 20 | 20 | |
| Ni | 9 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 15 | 9 | 9 | 9 | 5 | 5 | 5 | 5 | 5 | 9 | |
| Sr | 136 | 281 | 234 | 247 | 240 | 212 | 308 | 489 | 193 | 112 | 87 | 129 | 137 | 119 | 122 | 122 | 117 | 144 | 101 | |
| Th | 19 | 55 | 46 | 46 | 52 | 46 | 44 | 33 | 84 | 5 | 17 | 12 | 9 | 18 | 12 | 26 | 6 | 8 | 18 | |
| Zn | 106 | 86 | 86 | 70 | 81 | 91 | 75 | 64 | 78 | 62 | 58 | 56 | 53 | 60 | 61 | 60 | 67 | 62 | 61 | |
| Zr | 187 | 337 | 378 | 324 | 402 | 286 | 336 | 222 | 289 | 125 | 81 | 126 | 155 | 65 | 152 | 157 | 172 | 148 | 130 | |
| IAP | 36,89 | 34,64 | 33,34 | 33,85 | 32,73 | 27,31 | 23,41 | 16,74 | 41,81 | 39,96 | 41,44 | 41,42 | 39,34 | 38,06 | 38,06 | 29,63 | 38,40 | 36,17 | 36,17 | |
| I.C. | 3,38 | 3,09 | 3,06 | 3,05 | 2,84 | 2,48 | 2,71 | 1,62 | 4,27 | 4,49 | 3,95 | 3,83 | 3,72 | 3,71 | 4,99 | 3,52 | 3,43 | 3,43 | 3,43 | |

Elementos mayores y menores expresados en porcentaje. IAP= Índice de Alteración Potencial. Elementos traza expresados en ppm. I.C.= Índice de caolinitización.

degradadas. Son, por otra parte, los monzogranitos los que tienen un grado de alteración mayor, al presentar un índice de 36,89 para las muestras menos alteradas y de 16,74 para la perteneciente a una costra de alteración. En cuanto a las granodioritas, presentan en general índices más homogéneos, con valores de 41,80 y 36,17 para la más fresca y la más alterada, respectivamente, no habiéndose detectado el desarrollo de costras de alteración. Únicamente la muestra 38 tiene un índice ligeramente inferior, el cual viene acompañado además con el contenido más elevado en sulfatos en este tipo de rocas, que alcanzan el 0,51 por 100, lo cual denota procesos de sulfatación, con el inicio, probablemente, de formación de costras. Estas costras se encuentran mejor desarrolladas en los granitos utilizados en la primera etapa de construcción de la Catedral, pertenecientes al grupo de granitos monzoníticos. En ellos se dan los índices de alteración potencial más bajos y unos contenidos en SO_4^{2-} que pueden alcanzar el 55 por 100, como se puede observar en la muestra número 9.

Los cambios relativos de los contenidos de los óxidos más abundantes en estas rocas son mostrados de forma gráfica en la figura 1. Teóricamente, el grado de alteración de estas rocas debería incrementarse hacia el ángulo inferior de-

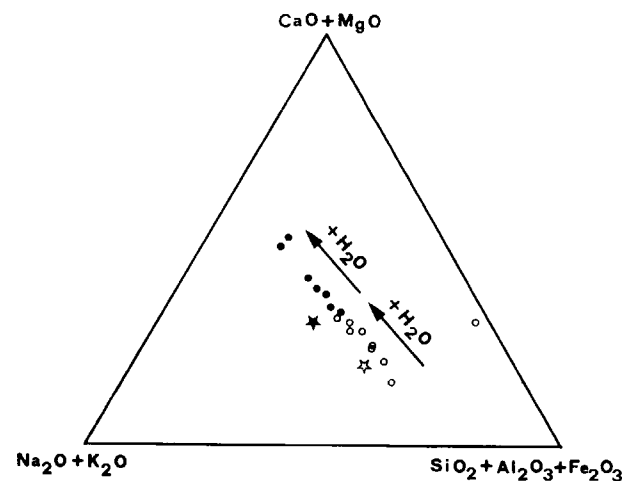


Figura 1.—Diagrama triangular $Na_2O+K_2O—CaO+MgO—SiO_2+Al_2O_3+Fe_2O_3$. Estrella negra: Monzogranito de cantera. Estrella blanca: Granodiorita de cantera. Círculo negro: Monzogranito de la Catedral de Toledo. Círculo blanco: Granodiorita de la Catedral.

recho, caracterizado por un aumento de los óxidos menos móviles (SiO_2 , Al_2O_3 y Fe_2O_3); sin embargo, nuestras muestras están caracterizadas por un aumento de $CaO+MgO$, en deterioro de los óxidos menos lixiviados. Esto es debido, posiblemente, a la precipitación de fases carbonatadas ricas en Ca y Mg, procedentes de la disolución de las calizas y dolomías utilizadas, conjuntamente con los granitos estudiados, en la construcción de la Catedral. También este aporte podría proceder de la descomposición de minerales primarios de la propia roca granítica, ricos en Ca y Mg, como pueden ser las plagioclasas y biotitas, respectivamente. Dichos minerales pueden sufrir un proceso de carbohidrólisis con el CO_2 del agua de lluvia. Los carbonatos así formados pueden, posteriormente, sulfatarse en el interior de la roca y generar la costra yesífera. Tal como hemos indicado anteriormente, existen fases sulfatadas que son las que, seguramente, producen en mayor medida este aumento de calcio, ya que se han podido visualizar cristales de yeso ($SO_4Ca \cdot 2H_2O$) en las muestras con costras de alteración (ALONSO et al., 1991). Esto queda igualmente resaltado por un mayor aumento del agua de formación, característico de estas fases sulfatadas de alteración. Los contenidos de Na_2O y K_2O permanecen más o menos constantes, a excepción de la muestra 9, donde existe un aumento importante de estos elementos, debido probablemente a la presencia de material arcilloso en la costra de alteración. A medida que avanza la alteración, va aumentando el contenido de minerales arcillosos neoformados (caolinita e illita), y así también la selectiva capacidad de fijación de estos elementos, lo que hace cambiar su movilidad relativa.

El diagrama $SiO_2 - Fe_2O_3 - Al_2O_3$ (fig. 2) muestra un comportamiento distinto de los granitos de grano grueso y los de grano fino procedentes de las canteras del Barranco de la Degollada y de Ventas con Peña Aguilera, respectivamente. En el primero de ellos, aquellas muestras con un grado de alteración elevado (muestras números 9 y 27) tienen un aumento del contenido en Fe_2O_3 , debido probablemente a la alteración de las biotitas, abundantes en estos materiales, lo que favorece la ferruginización de los productos residuales. En el granito de grano fino se aprecia una ligera disminución del Fe_2O_3 y un aumento del Al_2O_3 , lo que es interpretado como un proceso de monosialitización (CHESWORTH,

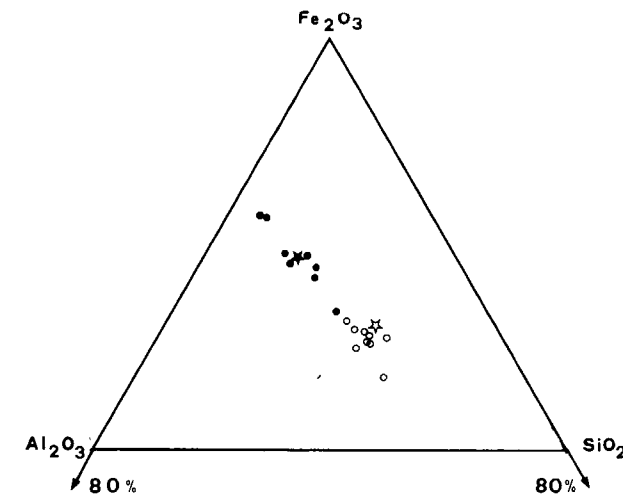


Figura 2.—Diagrama triangular $Al_2O_3—Fe_2O_3—SiO_2$. Simbología similar a la de la figura 1.

1973), aunque también hay que tener presente que estos materiales graníticos proceden de varias canteras (Menasalvas, Cuerva, Ventas con

Peña Aguilera, etc.), cuyas variaciones geoquímicas pueden incidir en el diagrama. Existen algunas muestras, tanto para los monzogranitos como para las granodioritas y adamellitas, en donde hay un aumento ligero del contenido en SiO_2 , lo que nos puede indicar procesos de caolinización (CHESWORTH, 1973). El índice de caolinización, propuesto por PEDRO (1964), indica que cuanto mayor es la alteración este índice es menor. En nuestro caso, además hay un aumento de cationes de Ca y Mg producido por la formación de fases sulfatadas, lo que favorece que este índice disminuya de valor.

En la tabla II se muestra el porcentaje de cambio positivo o negativo (ganancias o pérdidas) de los elementos mayoritarios en las rocas graníticas de la Catedral, respecto a la concentración en la roca de cantera, según la ecuación [1]. En general, se observa una pérdida de SiO_2 con el proceso de alteración. Igualmente se puede decir para el hierro, en donde únicamente tienen ganancias las muestras más alteradas de los monzogranitos, favorecido este hecho, como ya

TABLA II
Porcentaje de cambio en elementos mayores y menores

| | MONZOGRANITO | | | | | | | | |
|------------------|--------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | TO-6 | TO-48 | TO-8 | TO-33 | TO-50 | TO-27 | TO-99 | TO-9 | |
| SiO_2 | 2,90 | 1,31 | - 2,86 | 1,58 | - 2,54 | - 3,40 | 1,22 | - 3,55 | |
| Fe_2O_3 | -29,79 | - 6,09 | - 0,41 | 2,79 | - 7,11 | 19,85 | -10,59 | 18,36 | |
| MnO | 1,00 | 1,97 | 23,75 | 3,05 | 49,96 | 30,02 | 6,01 | -76,81 | |
| MgO | -21,27 | -10,05 | 2,12 | - 6,73 | - 4,72 | 17,11 | - 6,52 | 80,85 | |
| CaO | 26,55 | 48,19 | 17,64 | 55,11 | 59,98 | 103,11 | 131,95 | 18,73 | |
| Na_2O | 1,00 | - 5,56 | -20,67 | - 6,71 | -12,79 | -22,96 | - 9,35 | 127,31 | |
| K_2O | -12,92 | - 7,01 | - 5,37 | - 4,46 | - 5,12 | 7,86 | - 1,66 | 66,62 | |
| TiO_2 | -39,02 | -20,13 | 2,74 | -13,52 | - 8,49 | 29,51 | -14,06 | 137,47 | |
| P_2O_5 | 41,41 | 63,22 | 117,81 | 73,04 | 79,99 | 132,96 | 103,52 | 280,48 | |
| H_2O | 145,91 | 252,57 | 263,72 | 285,13 | 321,74 | 530,78 | 577,48 | 1130,6 | |
| | GRANODIORITA | | | | | | | | |
| | TO-100 | TO-103 | TO-31 | TO-19 | TO-18 | TO-20 | TO-38 | TO-13 | TO-12 |
| SiO_2 | 1,45 | - 1,56 | - 2,41 | - 5,38 | - 2,84 | - 2,75 | - 2,65 | - 4,96 | - 4,16 |
| Fe_2O_3 | - 7,76 | -45,12 | -12,35 | -22,41 | -15,45 | -10,53 | - 2,81 | 0,43 | - 7,45 |
| MnO | 0,01 | - 4,99 | - 2,01 | 5,00 | 31,96 | - 1,03 | 66,67 | 30,67 | 33,33 |
| MgO | -10,26 | -29,36 | - 2,02 | - 3,78 | 10,42 | -11,15 | 16,67 | 16,85 | 21,79 |
| CaO | -17,51 | -40,63 | - 5,06 | - 5,59 | 10,76 | 21,89 | 19,38 | 20,05 | 33,75 |
| Na_2O | 4,49 | 4,96 | - 1,98 | - 5,57 | - 5,45 | - 3,67 | -92,51 | - 9,63 | -11,08 |
| K_2O | - 2,33 | -12,95 | - 0,18 | - 2,79 | 5,68 | 6,83 | 9,07 | 7,82 | 13,49 |
| TiO_2 | -37,93 | -67,24 | 4,76 | 8,11 | 50,21 | 19,48 | 75,86 | 82,48 | 124,14 |
| P_2O_5 | -16,67 | -44,58 | - 2,05 | 10,83 | 19,63 | 19,63 | 25,06 | 26,58 | 41,67 |
| H_2O | -74,47 | -73,72 | -35,36 | -27,23 | 34,81 | 60,09 | 72,34 | 83,49 | 104,43 |

hemos indicado, por los procesos de ferratización. Con respecto a los elementos más móviles CaO y MgO, se aprecia cómo para los monzogranitos existe una tendencia a ganar CaO durante la alteración, al pasar de una ganancia del 26,55 por 100 para la muestra 6 al 103,11 por 100 para la muestra 27, que corresponde a una costra de alteración enriquecida en SO_4^{2-} . Esta evolución del incremento del CaO puede relacionarse con la correspondiente del MgO a través de regresiones lineales, tal como muestra la figura 3 A, y en donde el contenido del agua de formación aumenta en el mismo sentido que estos dos elementos, al generarse fases sulfatadas hidratadas. La muestra 9 no sigue esta tendencia, al presentar un alto contenido de agua de formación con ganancias de 1.130 por 100, siendo la del CaO de 18,73 por 100. Esto puede ser debido, probablemente, a la presencia de fases sulfatadas magnésicas y no cálcicas, ya que para aquel elemento se obtiene una ganancia del 80,85 por 100. El Mg en los granitos de grano grueso tiende a presentar pérdidas durante el proceso de alteración, ya que es un elemento fácilmente lixiviado de los minerales primarios, fundamentalmente de la biotita, y únicamente presenta ganancias en las muestras correspondientes a las costras de alteración en donde se ha producido precipitación de fases sulfatadas cálcicas y magnésicas.

El comportamiento del calcio y magnesio en los granitos de grano fino es similar al anterior, pero con la salvedad de que existe una pérdida de CaO en las muestras menos alteradas, en las que hay además pérdida de H_2O . Las ganancias de CaO en estas rocas se encuentran por debajo de los granitos de grano grueso y, teniendo presente su menor contenido en SO_4^{2-} , se puede afirmar que estas rocas sufren menos los procesos de sulfatación y, consecuentemente, es más difícil encontrar costras bien desarrolladas.

El comportamiento del Na_2O y K_2O está reflejado en la figura 3 B. Se aprecia una pérdida de estos

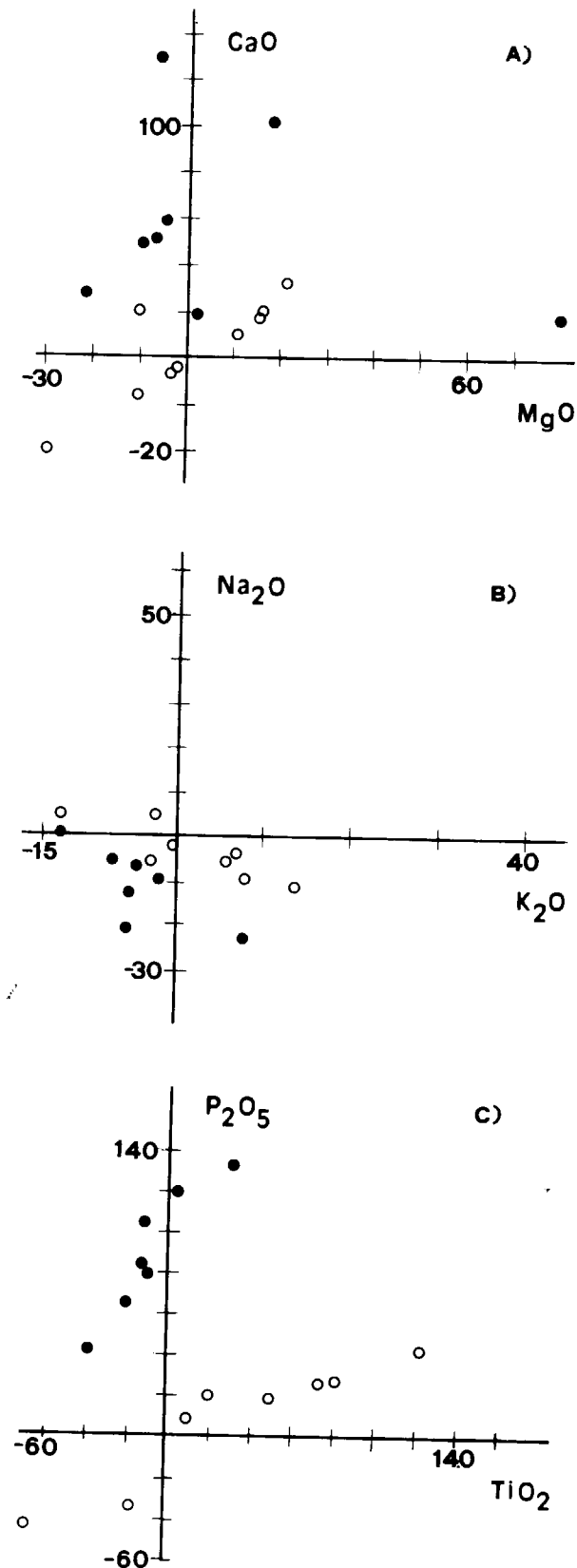
Figura 3.—Relación de porcentaje de cambio entre pares de elementos.

A) MgO—CaO.

B) K_2O — Na_2O .

C) TiO_2 — P_2O_5 .

Círculos negros: Monzogranitos. Círculos blancos: Granodiorita. Valores expresados en %.



elementos en los granitos de grano grueso, la cual es mayor para el sodio, que puede llegar al 23 por 100. Esto es debido a la mayor facilidad para alterarse que presentan las plagioclasas calcosódicas frente a los feldespatos potásicos. Únicamente en la muestra 9, correspondiente a una costra de alteración, existe un aumento de estos dos elementos (127,3 por 100 para el Na_2O y 66,6 por 100 para el K_2O), presentándose además una gran ganancia en agua de formación. Esto puede deberse a la existencia de residuos arcillosos por la alteración de minerales primarios, los cuales adsorben estos elementos, principalmente el K, al tener un radio mayor. Este hecho es más patente en la muestra 2, en donde existen incluso ganancias de potasio.

El granito de grano fino tiene un comportamiento diferente, caracterizándose por una pérdida de Na_2O (-11,08 por 100) y una ganancia de potasio del 13,49 por 100. Este comportamiento es lógico, ya que el potasio se adsorbe en el material arcilloso, mientras que el sodio, procedente de la alteración de las plagioclasas, es lixiviado. Únicamente la muestra 38 presenta un aumento considerable de Na_2O .

La evolución de ganancia y pérdida de P_2O_5 y TiO_2 en las rocas estudiadas de la Catedral de Toledo está reflejada en la figura 3 C. Se aprecia cómo el comportamiento del P_2O_5 en el monzogranito es de ganancia con el aumento de la alteración, comportamiento contrario al que habría que esperar dada la gran movilidad de este elemento, como corresponde a su potencial iónico elevado. Este hecho es debido, probablemente, a la contaminación que sufre la roca por la actividad biológica de las palomas, las cuales aportan el fósforo a partir de sus excrementos. Es llamativo el aumento en la muestra 9, correspondiente a la costra de alteración, que alcanza una ganancia del 280,48 por 100, favorecida por localizarse la muestra en una superficie horizontal de un arbusto del triforio bajo de la Catedral, donde se han podido acumular con el tiempo cantidades de excrementos.

En los granitos de grano fino se observa una ganancia menor de P_2O_5 e, incluso, en algunas muestras su comportamiento es de pérdida. Esto es debido a que dichas muestras se tomaron en paramentos verticales, lugar donde se facilita el lixiviado por el agua de escorrentía y donde la

acción degradante de los residuos orgánicos de las palomas es menor.

El titanio tiene un comportamiento de estabilidad o ligera pérdida en los primeros procesos de alteración, resultados éstos característicos de un elemento que tiende a ser inmóvil. Sin embargo, en muestras muy alteradas se aprecia un incremento que puede llegar al 140 por 100. Pensamos que el titanio, en este caso, procede de la alteración de las biotitas y posiblemente de esfenas e ilmenitas que pudieran existir en estos granitos.

El comportamiento del contenido en agua de formación está muy directamente ligado con el grado de alteración de la roca, ya que se aprecia un incremento según aumenta la degradación química de la roca. Esto es debido a la transformación en fases más estables a las nuevas condiciones de la arcilla y fases sulfatadas (como el yeso, que posee un contenido importante de agua en su estructura) como productos de alteración. Por tanto, la tendencia del aumento del H_2O con respecto a la roca originaria puede indicarnos el estadio de evolución en los procesos de alteración química.

ELEMENTOS TRAZA

La evolución de los elementos traza durante el proceso de alteración de los granitos de la Catedral de Toledo viene marcada por cambios significativos en el contenido de ciertos elementos. Esto es debido a la capacidad de éstos de movilizarse e incorporarse en otras fases minerales, producto de la propia alteración.

En la figura 4 se representa el porcentaje de cambio con respecto al índice de alteración potencial (IAP) en diferentes elementos analizados. Para el galio se aprecia que los monzogranitos, con índices de alteración bajos y, por tanto, con un grado de alteración mayor, presentan un ligero aumento (del orden del 30 por 100).

El thorio tiene una tendencia de pérdida durante el proceso de alteración que oscila entre el 77 y el 33 por 100 para los monzogranitos y ligeramente menor para las granodioritas (entre el 72 por 100 y el 10 por 100). Como se aprecia en la figura 4, esta pérdida es alta al principio de la meteorización para ambos tipos de granitos, lo

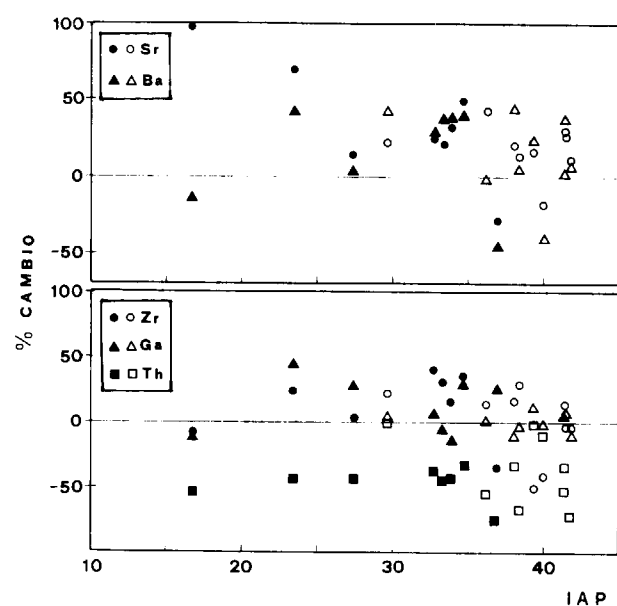


Figura 4.—Índice de alteración potencial (IAP) y porcentaje de cambio en elementos traza. Símbolos negros: Monzogranitos. Símbolos blancos: Granodioritas.

que indica su rápido lixiviado del medio, para a continuación tener un comportamiento más estable dentro del rango de pérdida indicado.

El resto de los elementos (Zr, Cr, Sr y Ba) presentan una tendencia a aumentar su contenido durante la alteración química de la roca. Este comportamiento, para el caso del Zr, queda truncado en la muestra 9, donde se aprecia una disminución relativa generada por la presencia de fases salinas. El cromo, dada su estabilidad durante la alteración, presenta escasa movilidad (figura 4), siendo además retenido por las arcillas residuales (MINARIK, 1983).

El Sr y Ba tienen un comportamiento similar en ambos tipos de granitos. La tendencia a aumentar durante la alteración está relacionada con los procesos de sulfatación existentes, principalmente en los granitos porfídicos, lo que permite la incorporación en la estructura de las fases sulfatadas del Sr y, en menor grado, del bario. Este comportamiento del bario, para algunas muestras, puede ser debido a estados de alteración de biotitas y feldespatos (PUCHELT, 1972), el cual es lixiviado, pero no incorporado en la fase sulfatada, ya que estas muestras presentan un contenido en sulfato bastante bajo (tabla I).

El comportamiento del níquel durante la alteración es difícil de determinar dado el bajo contenido que presentan ambos granitos en este elemento, muchas veces por debajo del límite de detectabilidad de la metodología utilizada. A pesar de ello, se puede indicar, con ciertas reservas, una tendencia a la estabilidad para los monzogranitos, mientras que para las granodioritas existe una pérdida en las muestras más alteradas.

TIERRAS RARAS

En la tabla III se muestra el contenido en tierras raras para los granitos estudiados. Queda patente cómo la concentración de estos elementos puede ser un indicador del área de procedencia de los materiales utilizados en la construcción de la Catedral de Toledo. Así, como ejemplo, la muestra del monzogranito perteneciente a la cantera del Barranco de la Degollada, tienen una concentración alta de LREE (533 ppm), que es comparable a los monzogranitos de la Catedral (467 ppm). Por el contrario, las granodioritas del monumento alcanzan una concentración de 116 ppm en LREE, valor éste que se corresponde con el de las granodioritas de las canteras de Menasalvas (124 ppm).

Los monzogranitos tienen una anomalía negativa moderada de Eu/Sm, al presentar un valor de 0,208. Con el proceso de alteración tiende a aumentar esta relación con tendencia a dar anomalías positivas. En las granodioritas la relación Eu/Sm es de 0,364, no presentando anomalía en Europio (HENDERSON, 1984).

La figura 5 muestra la concentración de tierras raras en las granodioritas y monzogranitos de canteras y de la Catedral, normalizadas con la abundancia de tierras raras en chondritas (EVENSEN et al., 1978). Como se puede apreciar, durante el proceso de alteración de los granitos se produce una disminución de las tierras raras de número atómico inferior a 64, que es mayor cuanto mayor es el grado de alteración de los materiales. Este hecho ya fue indicado por BALASHOV et al. (1964), al señalar que los lantánidos eran fácilmente lixiviados durante la alteración química. BURKOV y PODPURINA (1967) encuentran, también, que las tierras raras y, en particular, los ligeros, son movilizados bajo con-

TABLA III
Contenido en tierras raras (ppm)

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|-----------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|
| La | 125,49 | 11,84 | 29,39 | 109,40 | 86,30 | 27,19 |
| Ce | 261,46 | 35,98 | 59,84 | 222,99 | 177,99 | 54,83 |
| Nd | 124,01 | 11,91 | 28,21 | 113,27 | 89,60 | 26,88 |
| Sm | 20,71 | 3,01 | 6,06 | 19,52 | 15,19 | 6,10 |
| Eu | 1,62 | 0,38 | 0,90 | 1,71 | 1,65 | 0,88 |
| Gd | 11,44 | 2,67 | 5,22 | 10,55 | 9,42 | 5,16 |
| Dy | 4,20 | 1,74 | 4,61 | 5,11 | 4,57 | 4,40 |
| Er | 1,59 | 1,00 | 2,46 | 2,28 | 2,07 | 2,45 |
| Yb | 0,76 | 0,80 | 2,20 | 1,38 | 1,22 | 2,14 |
| Lu | 0,13 | 0,11 | 0,35 | 0,23 | 0,15 | 0,31 |
| sumREE | 551,41 | 69,44 | 139,24 | 486,44 | 388,16 | 130,34 |
| sumLREE | 533,29 | 63,12 | 124,40 | 466,89 | 370,73 | 115,88 |
| sumHREE | 18,12 | 6,32 | 14,84 | 19,55 | 17,43 | 14,46 |
| Eu/Sm | 0,208 | 0,335 | 0,394 | 0,233 | 0,288 | 0,383 |
| La/Lu | 100,201 | 11,173 | 8,716 | 49,374 | 59,721 | 9,104 |
| Ce/Yb | 89,040 | 11,640 | 7,040 | 41,822 | 37,760 | 6,631 |
| LREE/HREE | 1,034 | 1,100 | 1,119 | 1,042 | 1,047 | 1,125 |

- 1 Monzogranito del Barranco de la Degollada.
- 2 Granodiorita de Ventas con Peña Aguilera.
- 3 Granodiorita de Menasalvas.
- 4 Monzogranito alterado en Catedral.
- 5 Monzogranito con costra de alteración.
- 6 Granodiorita alterada en Catedral.

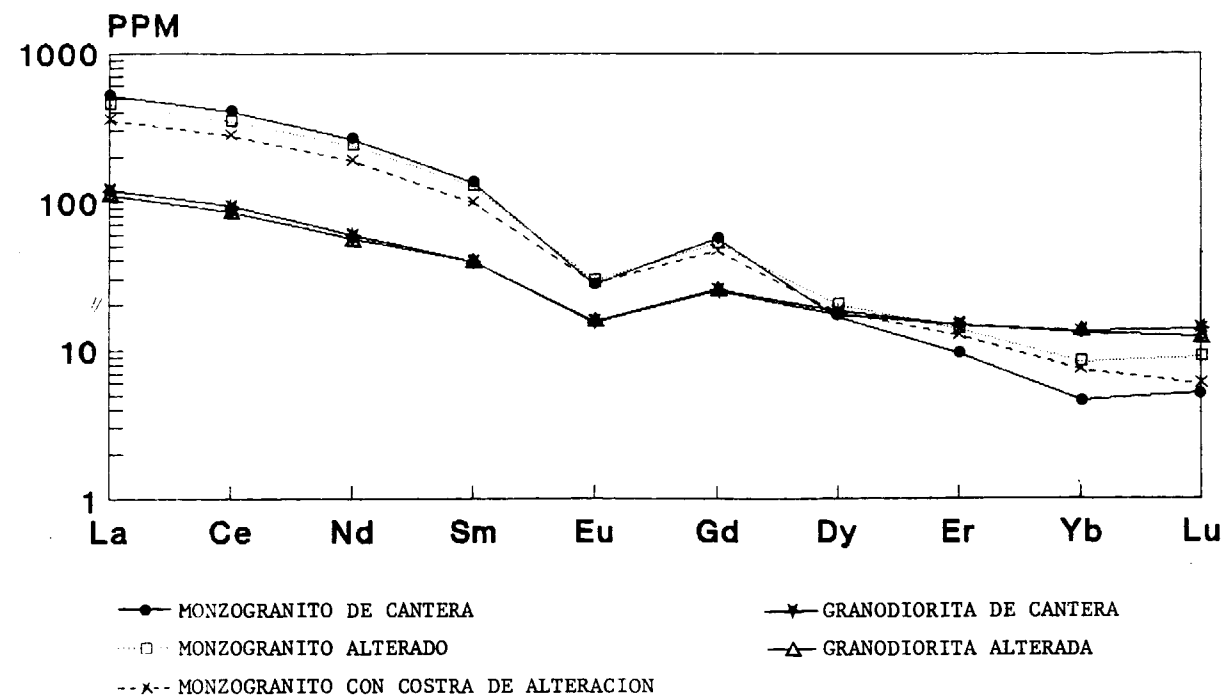


Figura 5.—Abundancia en tierras raras, expresada de forma normalizada (condritas).

diciones ácidas, cuando los granitos se alteran a caolinitas, mientras que en condiciones básicas las tierras raras son precipitadas como hidróxidos o carbonatos e incorporados dentro de minerales secundarios. Por el contrario, existe un enriquecimiento en tierras raras de número atómico mayor de 64, lo que puede ser debido a la incorporación de estos elementos, por la alteración de las biotitas, en fases de hidróxidos, si se tiene en cuenta su menor grado de solubilidad comparado con los elementos ligeros, pudiendo ser favorecidos por unas condiciones más básicas del medio.

Teniendo en cuenta el contenido en tierras raras de los granitos de la Catedral de Toledo, se aprecia que los cambios son mínimos para las granodioritas, lo que nos indica que su grado de alteración es muy bajo, mientras que para los monzogranitos puede haber una ganancia o pérdida de ciertos elementos que pueden alcanzar valores próximos al 80 por 100, indicándonos su deterioro.

Comparando los granitos de canteras con los existentes en la Catedral de Toledo, con una incipiente o moderada alteración, se aprecia un enriquecimiento en tierras raras de alto número atómico, mientras que la muestra muy alterada presenta un enriquecimiento menor. En la figura 6 se muestra el porcentaje de pérdida-ganancia para cada elemento, dentro de los monzogranitos, observándose que la muestra muy alterada tiene una ganancia en Dy, Er, Yb y Lu menor que

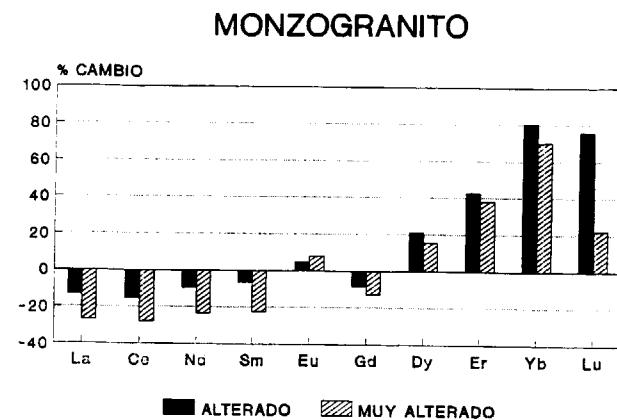


Figura 6.—Porcentaje de pérdida-ganancia en tierras raras durante la alteración de los monzogranitos de la Catedral de Toledo.

en las muestras ligeramente alteradas, con diferencias que pueden llegar al 50 por 100 para el caso del Lu. Por el contrario, los elementos más ligeros sufren pérdidas que son mayores cuanto mayor es el grado de alteración de la roca, llegando a porcentajes entre el 20 y el 30 por 100.

El enriquecimiento selectivo de tierras raras de número atómico superior a 64 puede ser debido a controles mineralógicos y posiblemente, también, por la formación preferencial de costras de alteración con fases sulfatadas. NESBITT (1979) ya indicó la influencia de la mineralogía en el enriquecimiento de estos elementos dentro de perfiles de alteración.

CONCLUSIONES

En base al estudio llevado a cabo, se pueden establecer las siguientes conclusiones:

- El contenido en elementos mayores, menores, trazas y, sobre todo, tierras raras es muy buen indicador de la unidad petrológica en que se encuentran las canteras de donde se extrajeron los materiales graníticos utilizados en la construcción de la Catedral de Toledo.
- Atendiendo al Índice de Alteración Potencial (IAP), los monzogranitos tienen un grado de alteración que va desde muy alto, para las muestras más degradadas, hasta un valor alto-medio para las menos alteradas. Por el contrario, las granodioritas suelen tener una alteración media.
- Los granitos estudiados presentan una tendencia, durante la alteración, de pérdida de SiO₂. Dicha pérdida está producida por el aumento de CaO debido a los procesos de sulfatación existentes en las muestras más degradadas. Este calcio procedería de la alteración de las plagioclasas existentes en la roca original, así como de un aporte externo procedente de las calizas utilizadas conjuntamente con los granitos para la construcción de la Catedral. El aumento de H₂O observado sería debido, precisamente, a la formación de estas fases hídricas.
- Existen procesos de ferratización local por la degradación de las biotitas.

- El aumento de fosfato es interpretado por la incidencia que tiene en el medio la actividad biológica de las palomas existentes en el exterior de la Catedral, y, en general, a la putrefacción de la materia orgánica.
- El sodio tiene una tendencia a la pérdida mayor que el potasio, debido a que las plagioclasas se alteran más fácilmente que las ortosas, siendo ambos elementos de gran movilidad dentro del medio y, por tanto, sufren un proceso de lixiviación.
- El Zr, Cr, Sr y Ba son elementos trazas que tienden a aumentar sus contenidos según progresa la alteración de los granitos de la Catedral de Toledo. Este aumento, en el caso del circonio y cromo, es debido a su escasa capacidad de lixiviado, mientras que para el Sr y Ba es causado por la incorporación de estos elementos en las fases yesíferas generadas durante la alteración, siendo este proceso más característico en los monzogranitos.
- El Th tiende a disminuir su concentración durante la alteración, siendo esta tendencia menor para las granodioritas. El Zn y Ga son elementos muy estables, no sufriendo ganancias o pérdidas significativas en el proceso de alteración.
- Los elementos La, Ce, Nd, Sm y Gd, pertenecientes al grupo de las tierras raras, sufren una disminución en sus contenidos con la alteración, la cual es mayor cuanto mayor es el grado de dicho proceso. Por el contrario, las tierras raras pesadas (Dy, Er, Yb y Lu) sufren un incremento notable en las primeras fases de la alteración para posteriormente sufrir un aumento menor. Este comportamiento de las tierras raras puede ser debido a controles mineralógicos.

AGRADECIMIENTOS

A la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología (Plan Nacional de I+D), Proyecto PAT 89-0767-C04-03. Proyecto «Degradación de Materiales Pétreos en la Catedral de Toledo: Alteración en clima continental».

REFERENCIAS

ALONSO ZARZA, A. M.; GARCIA DEL CURA, M. A.; LOPEZ DE AZCONA, M. C., y MINGARRO MARTIN, F. (1991): *Es-*

tudio previo de las «costras negras» desarrolladas sobre rocas graníticas en la Catedral de Toledo. Geogaceta, 9: 79-81.

APARICIO YAGÜE, A. (1971): *Estudio geológico del macizo cristalino de Toledo.* Estudios Geológicos, 27: 369-414.

BELASHOV, Y. A.; RONO, A. B.; MIGDISOV, A. A., y TURANSKAYA, N. V. (1964): *The effect of climate and facies environment on the fractionation of the rare earths during sedimentation.* Geochem. Int., 10: 995-1014.

BURKOV, V. V., y PODPORINA, Y. K. (1967): *Rare earths in granitoid residuum.* Dokl. Acad. Sci. URSS, 177: 691-694.

CHESWORTH, W. (1973): *The major element geochemistry and mineralogical evolution of granitic rocks during weathering.* In: *Origin and distribution of the elements* (ed.: L. H. Ahrens). Pergamon Press, 305-313.

CULLERS, R. L., y GRAF, J. L. (1984): *Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks-Ore petrogenesis.* In: *Rare earth element geochemistry* (ed.: P. Henderson). Elsevier, Amsterdam, 275-316.

EVENSEN, N. M.; HAMILTON, P. J., y O'NIONS, R. K. (1978): *Rare earth abundances in chondritic meteorites.* Geochim. Cosmochim. Acta, 42: 1199-1212.

FORT, R.; BUSTILLO, M.; MINGARRO, F., y LOPEZ DE AZCONA, M. C. (1991): *Aportación de la geoquímica de elementos mayores en el análisis de procedencia de los materiales graníticos utilizados en la construcción de la Catedral de Toledo.* IV Congreso Nacional de Geoquímica, Soria, España (en prensa).

LOPEZ DE AZCONA, M. C., y MINGARRO, F.; GARCIA DEL CURA, M. A.; ORDOÑEZ, S.; CALVO, J. P.; FORT, R.; BUSTILLO, M.; PEINADO, M., y ALONSO ZARZA, A. M. (1991): *Degradation of building materials of the Toledo Cathedral (Spain).* In: *Science, Technology and European Cultural Heritage* (Eds.: N. S. Baer, C. Sabbioni and A. I. Sors). Pb. Commission European Communities. Butterworth-Heinemann, Ltd., 925-929.

MINARIK, L.; ABSOLON, K.; KÖLLNEROVA, Z., y KLECKA, M. (1983): *Chemical changes of granite during its weathering.* In: *Leaching and Diffusion in rocks and their weathering products* (ed.: Augustithis). Theophrastus Public. Athens, Greece, 293-306.

MINGARRO, F.; LOPEZ DE AZCONA, M. C.; GARCIA DEL CURA, M. A., y PEINADO, M. (1991): *Las piedras de la Catedral de Toledo.* Autonomía Castilla-La Mancha. Consejería de Educación y Cultura (en prensa).

NESBITT, H. W. (1979): *Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite.* Nature, 279: 206-210.

PEDRO, G. (1964): *Contribution à l'étude expérimentale de l'altération géochimique des roches cristallines.* Théses Fac. Sci., 334 pp. Paris.

PUCHELT, H. (1972): *Barium.* In: *Handbook of Geochemistry* (Ed.: K. H. Wedepohl). Springer-Verlag. Tomo II-1.

REICHE, F. (1943): *Graphic representation of chemical weathering.* Jour. Sed. Petrology, 13, 58-68.

Original recibido: Octubre de 1991.

Original aceptado: Noviembre de 1991.

INFORMACION

Contribución del BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO al V Centenario

Oro y despropósitos La minería en el nuevo Reino de Granada 1500 - 1810

Por ALBERTO CORDOBA PARDO y ANGELES RODRIGUEZ BOUZA
ARQUITECTOS

INTRODUCCION

El Aureo Progreso Neogranadino

Ya sea basados en las narraciones de Fray Pedro Simón (13) como en el estudio pormenorizado: geográfico, económico y social de la Nueva Granada, tenemos que reconocer en el oro el motor fundamental de una economía incontrolada y autosuficiente, capaz incluso de competir y arrebatar la fama a la riqueza de la Nueva España o del mismo Potosí, las cajas Reales aparecidas tanto en Santa Fe de Bogotá en 1718 como en Popayán en 1749 le permitieron a la corona controlar mejor la riqueza de esta colonia y a nosotros el grado de importancia y la cantidad, imposible de saber teniendo en cuenta la ilegalidad del comercio, del oro extraído de vetas y aluviones. Cantidades que nunca llegaron a ser lo deseado y mucho menos lo que realmente daba de sí el filón, por eso es de destacar la política minera de la ilustración que contemplaba un programa de reforma y renovación de la minería basada en la contratación de especialistas y técnicos en labores mineras, básicamente alemanes (1);

(1) PELAYO, F. (1990): Artículo «La adquisición de las técnicas mineras en la España de la Ilustración (1770-1800)», en CIENCIA, TECNICA Y ESTADO EN LA ESPAÑA ILUSTRADA. FERNANDEZ, J., y GONZALEZ, I.

política que contrasta ampliamente con la explotación llevada a cabo en los inicios de la conquista, donde individuos carentes de conocimientos y millonarios en ambiciones aprovecharon la dialéctica minera del oriundo iniciando de esta manera una maquinaria que tres siglos más tarde mostraría resultados poco satisfactorios para la rica Nueva Granada.

Nuestro estudio contempla una descripción de la situación de la minería Neogranadina en el período comprendido entre 1500 a 1810 (*). Empezamos con aquellas zonas ricas en oro y que desde su descubrimiento por los nativos fueron aprovechadas convirtiéndose en centros de explotación tradicionales de los que aún hoy se sigue haciendo uso. Ubicados geográficamente en cada una de estas zonas procedemos a describir los tipos de yacimientos encontrados: de placer, de veta..., etc., y los métodos de explotación que a la postre serían los encargados de dilapidar la producción y anquilosar un sistema alérgico a la tecnología e imposibles de modificar a pe-

(*) Está asesorado por Juan Manuel LOPEZ DE AZCONA, y se enmarca dentro del conjunto de investigaciones que desarrolla el Instituto de la Ingeniería de España y dentro de él, la Comisión del Quinto Centenario, bajo la dirección de Manuel DIAZ MARTA.

sar de los intentos de la ciencia ilustrada para depurarlos. Pero la mina generó una infraestructura de proporciones regionales capaz de permitir el éxito de la empresa: el Real de Minas, la ciudad administrativa, el comercio y el transporte fueron las condiciones fundamentales que unidas se enfrentaron a una orografía complicada, practicable casi exclusivamente gracias a corrientes fluviales del calibre del Cauca y del Magdalena.

Aparte de la accidentalidad geográfica, problemas más profundos acompañaron el fracaso de la minería: tribus beligerantes, enfermedades, suicidios y a partir de 1729 la prohibición de que los indígenas trabajaran en la mina, golpearon mortalmente las explotaciones, con la consiguiente alarma que los mismos Elhuyar y Mutis lanzaron, quedando la extracción del material en manos de una población negra muy interesada en obtener su libertad.

Las Regiones Que La Riqueza Señaló

Básicamente podemos agrupar en cuatro los núcleos de explotaciones que guardaron la riqueza en la Nueva Granada: Antioquia, Cauca, el Magdalena y el Pacífico, andaban en sus entrañas el anzuelo de los buscadores de fortuna ibéricos. En ellas se tejió todo el futuro Neogranadino alrededor de Santa Fe de Bogotá desde donde el Virreinato decidió controlar actividades que selva, clima, distancia y población impedirían. La primera de ellas, y a la vez la más rica, forjó a partir de 1541 una actividad que potenciada por la cercanía del río Magdalena y apoyada en el valle de Aburrá, elegiría a Medellín como su centro desde 1675. Acompañado en la labor estuvo por Buritacá, el río Nechí y los distritos de Cáceres y Zaragoza.

De la región del Cauca se desprendieron la del Chocó, Barbacoas y el río Supía, la primera, afectada por la lejanía de los centros administrativos y con una climatología tropical húmeda exagerada, la que a la larga contribuyó a su más próximo abandono, empezó su actividad nada más comenzada la conquista, en 1513, la región del Magdalena, por su parte, tuvo en Mariquita su primera explotación a partir de 1551, más tarde vendrían Ibagué en 1580 y Nuestra Señora de los Remedios, que logró asentarse después de varios traslados. Dentro de esta región destacaron los distritos mineros de Popayán, Anserma y Cartago, este último sede de la caja real, cuya creación sólo se justificaba de acuerdo a volúmenes importantes de producción. De esta región bien nos habla el informe de Robert B. White en 1789 que sobre el estado de la minería en La Nueva Granada se tituló «Informe de las minas del Medio».

Del Método A La Técnica

El sistema para llevar a cabo el aprovechamiento de toda

esta riqueza, eficiente e ilustrativo para aquellos primeros invasores ignorantes en estas artes, pronto dejó de ser rentable y de la misma manera trajo consigo en más de una ocasión el abandono de yacimientos que auguraban más fortuna en sus estratos internos pero inalcanzables con una barra de hierro y una pobre infraestructura como únicos soportes técnicos. Dos métodos fueron puestos en práctica con mayor diligencia: el de placer y el de criadero de veta, estos últimos albergaron galerías y pozos inclinados y verticales con cotas máximas de hasta 50 metros de profundidad.

Dentro de la minería de placer, fue la climatología la que jugó el papel más importante, minas de verano y minas de invierno hablan por sí solas de la explotación. Ya fuera por medio de canalones transportadores del agua que más adelante facilitaría el lavado de las arcillas auríferas en las terrazas, ya por presas pequeñas que al retener el agua facilitarían la búsqueda en medio del remanso. Los sistemas de zambullido y buceo le imprimieron a la operación un carácter prolongado y de aprovechamiento de mantos impracticables que conllevaban alto riesgo.

Pero también contribuyeron en gran medida a la producción las ricas llanuras de aluvión, adyacentes a las corrientes y en las que de manera semejante a las presas, muros de contención se encargaban de aminorar la corriente y facilitar el laboreo.

De La Itinerancia A La Caja Real

La tan anhelada infraestructura neogranadina que el mismo Mutis tres siglos después de iniciadas las empresas seguiría criticando, nunca tuvo una fácil solución. Esa selva, esa cordillera que aún hoy se siguen practicando de manera primaria, se han opuesto sistemáticamente al desarrollo. Penetrar el pantanoso y pluviométrico Chocó ha sido siempre una aventura colosal. Algo semejante ocurría al extremo opuesto del Pacífico, en la zona santanderina donde las cosas no cambiaban demasiado, baste leer a Mutis allegado a las minas de la Montuosa jurisdicción de Pamplona: «Mi condescendencia en venir a este voluntario destierro, abandonando las comodidades de la corte... ciertamente que es necesario venir aquí para conocer lo que sufren los hombres por su gusto...» (2). Ante semejante panorama los alimentos no llegaban, los técnicos se desmoralizaban al extremo de morir, los productos multiplicaban varias veces su precio y la distancia provocaba tales abusos que los mismos mineros en más de una ocasión decidieron abandonar tan infructuoso laboreo.

(2) PAZ, Martín M. (1990): «Celestino Mutis». Historia 16. Quorum.

De aquella infraestructura y de la posible riqueza de la veta dependió el organigrama del establecimiento minero que de acuerdo a una suma de factores podía iniciarse como Campamento itinerante hasta el punto de llegar a convertirse en sede de una Caja Real.

Podemos llegar a distinguir tres clases de establecimiento minero como tal: El campamento, el existente sobre el depósito y el centro administrativo y de aprovechamiento.

El primero de ellos, aunque de carácter itinerante, recibió también el nombre de Real de Minas; comprendía a su vez tres zonas: la de trabajo, la agrícola, donde los trabajadores desempeñaban su doble función minero-agricultor y el bosque, de donde se extraía la madera para edificios, minas y presas. La dirección del campamento estaba a cargo del administrador de minas, en poder del que obraba el libro de sacas.

Mientras el establecimiento ligado a la minería de veta llegó a tener proporciones mayores que el anterior, sin perder eso sí el carácter de itinerante, las ciudades administrativas se consolidaron pasando de simples explotadoras de minas a desempeñar la función principal del proceso: la fundición y ensayo del oro. En ellas se hizo evidente la presencia de la Corona por medio del establecimiento de las Cajas Reales, todo bajo la tutela del Alcalde Mayor de Minas, hombre normalmente rico y poderoso intermediario entre la mina y la Audiencia de Santa Fe.

La Infructuosa Búsqueda De Caminos Practicables

Ante la lejanía de los centros de suministro y las dificultades sumadas de caminos complicados por las pendientes y lluvias Andinas que agotaron la reserva de vida indígena, los ríos se convirtieron en la alternativa real de transporte en la Nueva Granada. Tanto la boga abierta como la cerrada, al margen de ordenanzas protectoras, generaron las condiciones necesarias para que el comer-

cio se llevara a cabo por estas amplias vías. A cargo de ellas estuvo la figura del Alcalde de Puertos comisionado para cobrar los impuestos de derecho de muelle y bodega a comerciantes privados cuya moneda de cambio era el mismo oro. La labor de estos traficantes rebasó los límites de simple suministro de variedad de productos a la mina, llegando a convertirse en prestamistas, banqueros y abastecedores ilegales de indios y negros, quienes con oro robado pagaban sus deudas. Mediante esta práctica y el impago del Quinto, los comerciantes pudieron hacerse, a la postre, dueños de las minas.

Hombres Y Minas

Ninguna ordenanza pudo evitar que se diezmará la población indígena. Llámese mita, encomienda, boga, guerra, enfermedades o suicidio, los naturales eran una mano de obra fundamental cuya desaparición, ya fuera por muerte, ya por la providencia de 1729 que los resguardaba del trabajo en la mina, sólo contribuyó a perjudicar aún más el ruinoso estado de la minería neogranadina. La raza negra llenó como pudo el vacío superando los altibajos de la compraventa, propiciando la mayoría de las veces huidas con refugios en la selva o llegando también, en contadas ocasiones, a comprar con otro una libertad inútil.

El Abandono De La Mina, Una Constante

A las múltiples causas del abandono de la mina como fueron la pésima infraestructura, el bajo nivel técnico y el mismo laboreo de la mina, se sumó la traída del costoso azogue sin el cual el desperdicio de material era evidente y el empleo de métodos importados de Europa no ofrecía los mismos resultados. Un destino aciago para una empresa de la que sólo se pudo extraer una parte de su copioso beneficio.

Corona durante la época colonial. Y aunque su producción minera corrió siempre paralela a los descubrimientos científicos y a los avances en el campo de la extracción y beneficio que se estaban dando no sólo en España, sino en otros países europeos con los que se mantenían relaciones a este nivel, la explotación estuvo siempre acompañada de altos y bajos debido a las dificultades tanto

LA MINERIA EN EL NUEVO REINO DE GRANADA

I. REGIONES MINERAS

Apuntes generales

Podemos afirmar sin temor a equivocarnos, que fue el Virreinato de la Nueva Granada, creado en el año de 1739 y del que hacían parte los actuales Ecuador, Colombia, Panamá y Venezuela, el mayor productor de oro para la

técnicas como económicas y en gran parte culturales por las que pasaron las distintas vetas y explotaciones.

La riqueza neogranadina. Regiones y distritos mineros

La mayoría de las regiones mineras más importantes del Virreinato se descubrieron y desarrollaron durante el siglo XVII. Ellas tuvieron que hacer sus propios progresos ya que, en la mayoría de los casos, las características propias de la zona, la morfología de sus minerales, etc., hacían imposible el uso de los nuevos métodos tal y como se habían experimentado en Europa (Plano núm. 1).

A. Región Pacífica

1. Distrito minero de Popayán (Plano núm. 2)

La zona que rodea la ciudad de Popayán en la depresión del Alto Cauca formó un destacado distrito minero en la provincia. La proximidad de criaderos de oro, así como la existencia de una población indígena hábil en los trabajos mineros convirtieron a esta región, a partir de 1544, en un asentamiento minero consolidado, erigiéndose Popayán como centro urbano relevante. En lo relativo a la explotación se continuó, como en muchos otros sitios y por imposición de los españoles, con el laboreo de los placeres de acuerdo a la manera indígena.

Contrario a la riqueza manifiesta de la zona, estuvo su difícil abastecimiento; la complicada obtención de provisiones dio lugar a rebeliones de los indígenas y más adelante a la traída de esclavos negros para trabajar en los yacimientos.

2. Las tierras bajas del Pacífico

Una de las más notables fuentes de oro de Iberoamérica ha estado en las selvas de las tierras bajas del Pacífico. La zona, que hoy recibe el nombre de El Chocó, primera del litoral Pacífico explotada por los españoles, es una oquedad formada por dos cordilleras y drenada por los ríos Atrato en el norte y San Juan al sur. A ella llegó en 1573 una expedición dirigida por Melchor Velázquez, que venida de Anserma, cruzó la cordillera occidental y fundó la ciudad de Toro en las cabeceras del río Ingará. Las minas estaban más abajo, a lo largo del Tamaná.

Para 1583 el Chocó había adquirido la importancia suficiente para que fuera convertido en una provincia separada. Sin embargo, la prosperidad inicial de Toro y Nóvita fue efímera, ya que en 1586 los indios, repartidos en encomiendas entre los propietarios mineros españoles, empezaron a rebelarse contra el trabajo forzado en las

minas. Rebeliones y pacificaciones se sucedieron a continuación hasta fines del siglo XVII. Cuando los indios estuvieron prácticamente pacificados, labor principalmente realizada por los misioneros, empezó la explotación de oro a gran escala en el Chocó. Para 1690 se habían abierto de nuevo las minas de Tamaná y el real de Nóvita se había restablecido. Entonces se fundaron campamentos principalmente a lo largo de los tributarios orientales de las zonas altas de los ríos San Juan y Atrato (Plano núm. 3).

A pesar del temprano desarrollo de esta parte del Pacífico, la costa sur no fue explotada por los españoles hasta los primeros años del siglo XVII, en que se empiezan a trabajar los placeres auríferos de la región de Barbaocoas. Sin embargo, la hostilidad de las tribus y las dificultades para la obtención de alimentos retardaron hasta tal punto las actividades que no existe una evidencia de la aparición de una minería de aluvión extensiva hasta el último cuarto de este siglo. A partir de esa fecha y durante todo el período colonial las minas continuaron produciendo bastante oro, dedicándose aún hoy sus habitantes al «lavado de oro».

B. Región de Antioquia

Sin duda alguna es la región de Antioquia una de las más ricas en metales preciosos de toda la Nueva Granada. La formación mineralógica del extremo norte de la Cordillera Central así como las zonas drenadas por corrientes en ella existentes, presentan una gran riqueza de oro en todo tipo de formaciones; oro en pintas, vetas de cuarzos auríferos, gravas auríferas, etc. (Plano núm. 4).

La explotación del oro de Antioquia por parte de los españoles se realiza desde 1541 después que la expedición de Robledo sometió la zona a su control. Las primeras actividades se centraron en el famoso cerro de Buriticá, que desde tiempos muy anteriores estaba siendo explotado por la población indígena. Inicialmente los peninsulares aprovecharon el conocimiento y la experiencia de la mano de obra aborigen y obligaron a éstos a una explotación a gran escala. La importancia y la gran producción de estas zonas queda demostrada por la fundación de la Villa de Santa Fe en 1546, donde se ubicaron una fundición, para procesar el oro extraído en las cercanías, y una Caja Real. Tanto la primera como la segunda permitieron controlar de mejor manera el trabajo en las minas.

Las dificultades que planteaban los antiguos métodos de extracción, totalmente manuales, hacían necesaria la importación de mano de obra negra, que paliaba en parte la disminución de la indígena, la cual, ya fuera por enfermedades, deserciones y suicidios, disminuía progresivamente.

La forma que tenían los naturales para acceder al mineral deseado los obligaba a la construcción de pozos verticales estrechos, que permitían superar una capa de cierta profundidad formada por cuarzo aurífero muy alterado. Los indígenas extraían el oro, que se machacaba a mano sobre morteros de piedra y luego se levaba en el arroyo más cercano. Para facilitar la labor, y aumentar la producción, se realizaron algunas obras de infraestructura, como fue la creación de acueductos que conducían el agua hasta las minas. A pesar de esto, a finales del siglo XVI se notaba la decadencia de estas minas, las cuales fueron finalmente abandonadas en el siglo XVIII, debido, como en otras muchas ocasiones, a la falta de una tecnología útil y rentable para proseguir la extracción.

En el caso de Buriticá, una vez agotada la capa alterada del material, apareció una capa de mucha mayor dureza. La ineficacia de los morteros de piedra para machacar este cuarzo sin alterar, acompañada de las filtraciones del terreno que en muchos casos provocaron la inundación de los pozos, provocó el desaliento de los mineros que, poco a poco, abandonaron para dirigirse a centros que presentaran una mayor facilidad de extracción.

Aunque Buriticá fue la principal explotación minera de la región de Antioquia, los españoles pronto se diseminaron por todas aquellas corrientes que bañaban la Cordillera Central en su parte norte, donde existían depósitos de aluvión, los que de acuerdo a su importancia determinaron la creación de una serie de establecimientos mineros itinerantes (campamentos de minería de placer), que variaban su localización, bien por ataques de indígenas, bien por el agotamiento del oro en los placeres.

En toda la región de Antioquia fueron surgiendo en distintos momentos nuevas poblaciones mineras que, en general, correrían la misma suerte. Después de unos primeros momentos de auge económico basado en una gran producción minera, se llegaba a una etapa de decadencia y abandono de éstas por causas de agotamiento de los depósitos o bien epidemias que diezaban la población trabajadora sin distinciones de raza. Así le sucedió al distrito minero de Cáceres, fundado en 1576 por el Gobernador Rodas, o bien el distrito de Zaragoza, fundado por este mismo en 1580. En esta zona existían depósitos de oro extraordinariamente ricos que se explotaron en terrazas a ambos lados del río Nechí y sus tributarios. La explotación fue muy abundante durante un importante período, lo que provocó un auge económico avalado por la creación de una Caja Real en la ciudad y el elevado número de personas que trabajaban los depósitos. Hacia finales del siglo XVI Zaragoza se había convertido en el principal productor de oro en Antioquia diciéndose, incluso, que era el principal productor de las Indias.

En 1587 promulgó este gobernador sus Ordenanzas de Minas expresando en el prólogo sus razones: «Por cuanto en la ciudad de Zaragoza de mi Gobernación se han des-

cubierto y se descubren cada día minas de oro, así en ríos y quebradas como en otras partes, y es la dicha tierra de tal calidad y promete grandes esperanzas de riqueza de oro de las dichas minas, ...conforme a lo cual yo hice ciertas ordenanzas y desde el dicho tiempo acá cada día se han descubierto muchas y muy buenas minas de oro...» (3). En estas ordenanzas se estableció el principio que serviría de base a la legislación española sobre minas que atribuía a la Corona las riquezas del subsuelo para darlas al descubridor y explotador de los metales preciosos.

A pesar de todo, el año de 1700 sirvió de testigo al colapso de la región; las minas iniciaron su declive y los españoles se vieron obligados a trabajar los placeres localizados en las zonas altas del batolito antioqueño. Allí, los campamentos mineros en estas alturas húmedas y frías fueron pequeños establecimientos conocidos como sitios o minas, trabajados por esclavos negros. El valle de Aburrá se convirtió por su carácter de centro de aprovisionamiento de las tierras altas en un foco económico de creciente importancia fundándose en él la capital del departamento de Antioquia en 1675, la Villa de la Candelaria de Medellín.

1. Filones y aluviones

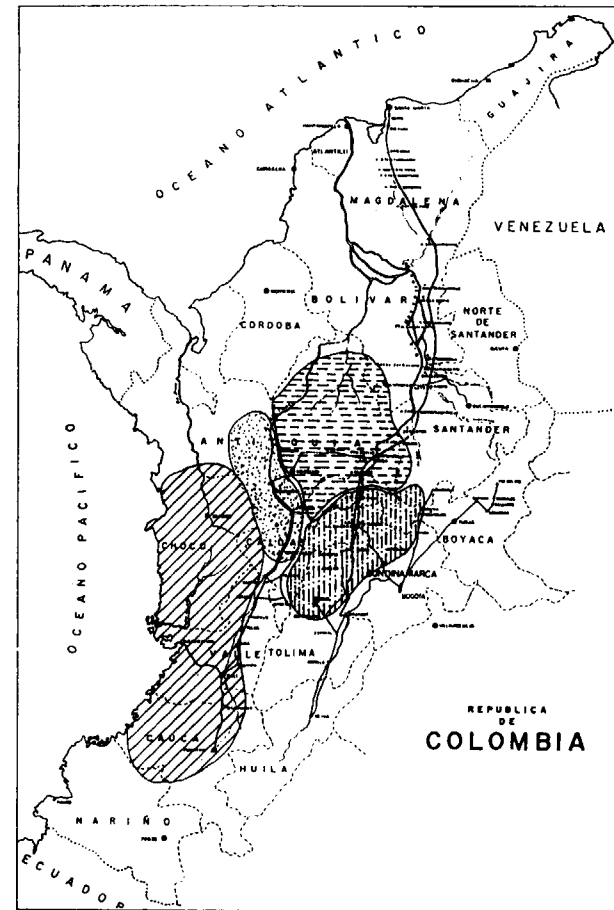
La mayor parte del oro de Antioquia proviene de los depósitos de aluvión y de las arenas de los ríos y arroyos, siendo sólo una pequeña parte la encontrada en filones o vetas. En ellas, aparecía la ganga del oro, consistente en el cuarzo que podía aparecer bien solo o asociado a uno o varios de los sulfuros metálicos. La labor del hombre se vio favorecida en muchos casos por los propios agentes atmosféricos, los cuales habían ido disgregando y descomponiendo los minerales más duros de los filones.

Se puede establecer una clasificación de los filones atendiendo a la posición que éstos ocupan en el terreno. Así, podemos dividirlos en vetas de cajón, cuando son más o menos verticales, o bien vetas de manto, cuando forman una capa horizontal que se va adaptando a las sinuosidades del terreno. La mayor parte de las minas del Departamento de Antioquia son vetas de cajón.

Tanto la anchura como la riqueza de los distintos filones era muy variable. Por lo general, la primera oscilaba entre los 20 y los 200 km., mientras que la riqueza del filón suele disminuir con la profundidad. En Antioquia los filones están distribuidos en grupos formando verdaderos distritos mineros.

Los aluviones antiguos podemos también clasificarlos se-

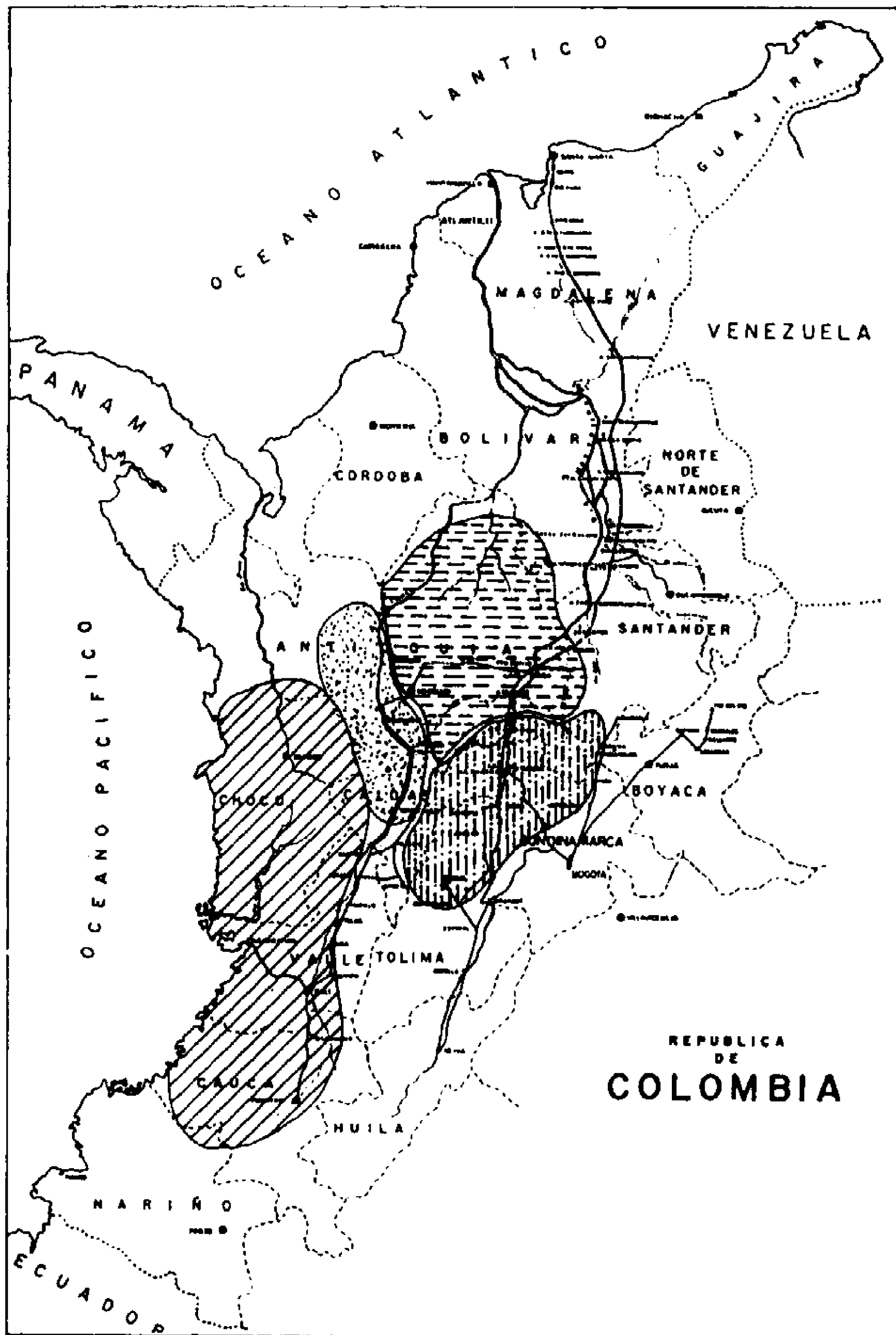
(3) RODAS, Gaspar de: «Ordenanzas de Minas». 1587. RESTREPO, Vicente: «Estudio sobre las minas de oro y plata de Colombia».



REGIONES MINERAS

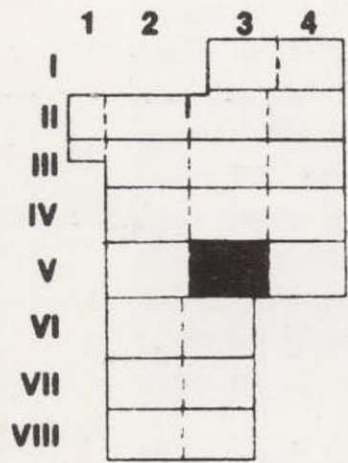


PLANO Nº 1



REGIONES MINERAS

- | | | | |
|---|-----------|--|-----------|
|  | PACIFICA |  | MAGDALENA |
|  | ANTIOQUIA |  | CAUCA |

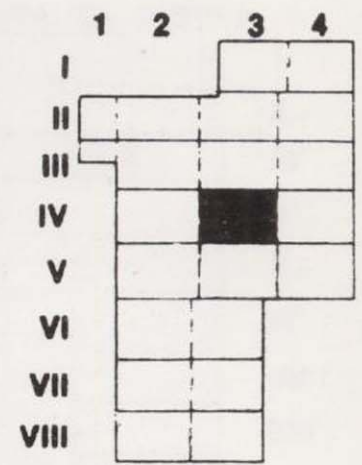


Croquis de despiece, con indicación de la posición de esta lámina.

PLANO NUM. 2

Núm. 20-V,3.—«Mapa Corográfico, del / Nuevo Reyno de Granada /»
por D. Vicente Talledo y Rivera.—Año 1814.—Servicio Histórico Militar.

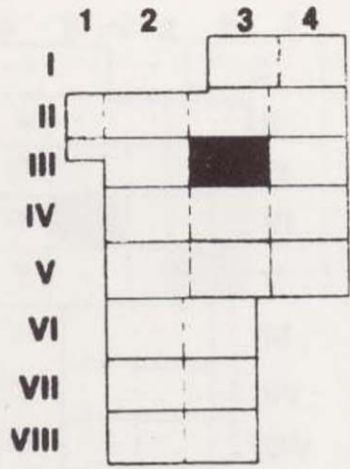




Croquis de despiece, con indicación de la posición de esta lámina.

PLANO NUM. 3

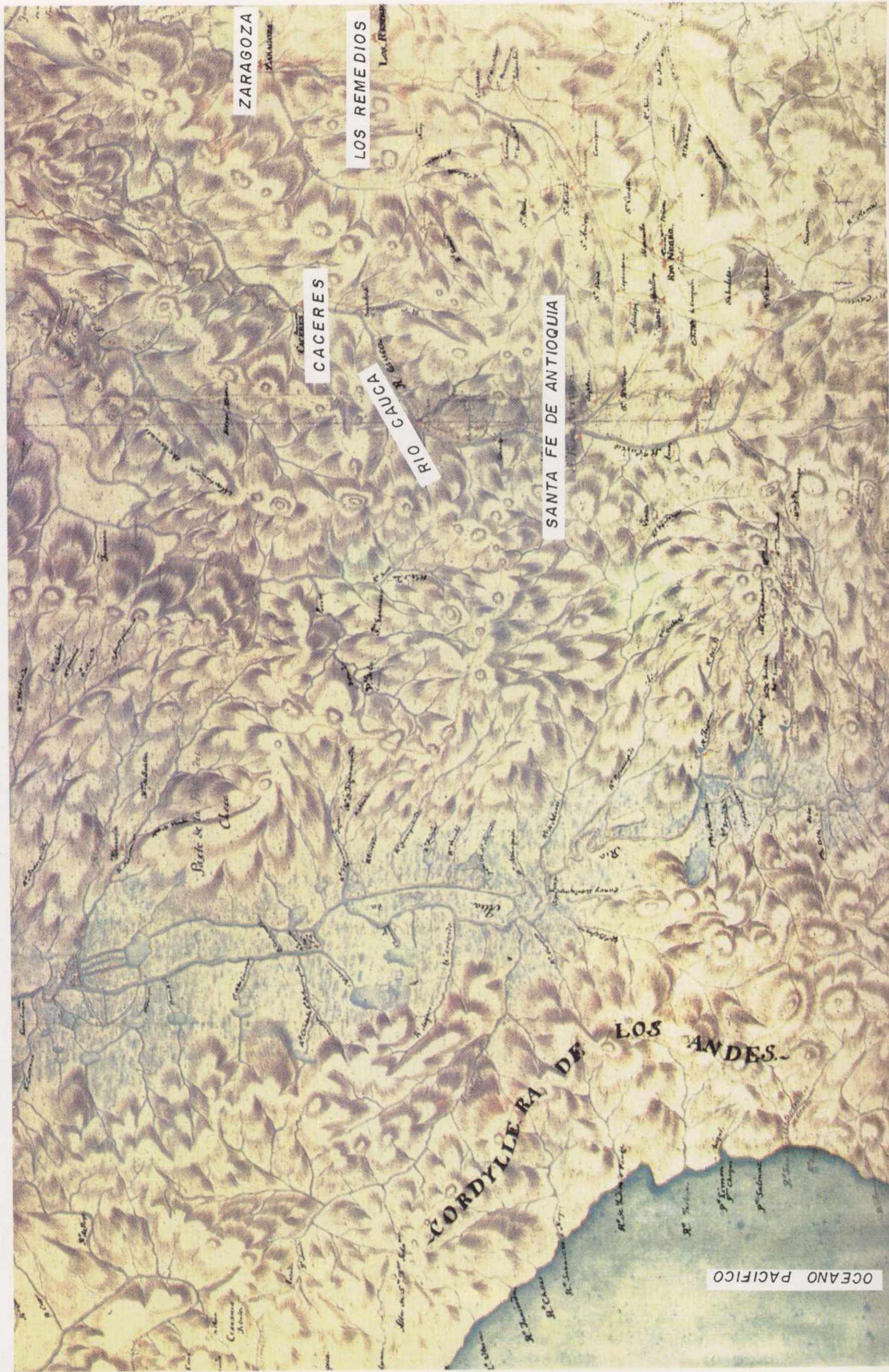
Núm. 20-IV,3.—«Mapa Corográfico, del / Nuevo Reyno de Granada /»
 por D. Vicente Talledo y Rivera.—Año 1814.—Servicio Histórico Militar.

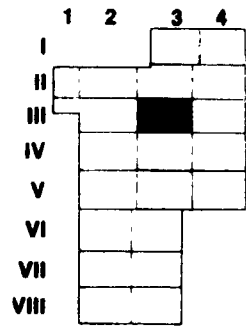


Croquis de despiece, con indicación de la posición de esta lámina.

PLANO NUM. 4

Núm. 20-III,3.—«Mapa Corográfico, del / Nuevo Reyno de Granada / »
por D. Vicente Talledo y Rivera.—Año 1814.—Servicio Histórico Militar.

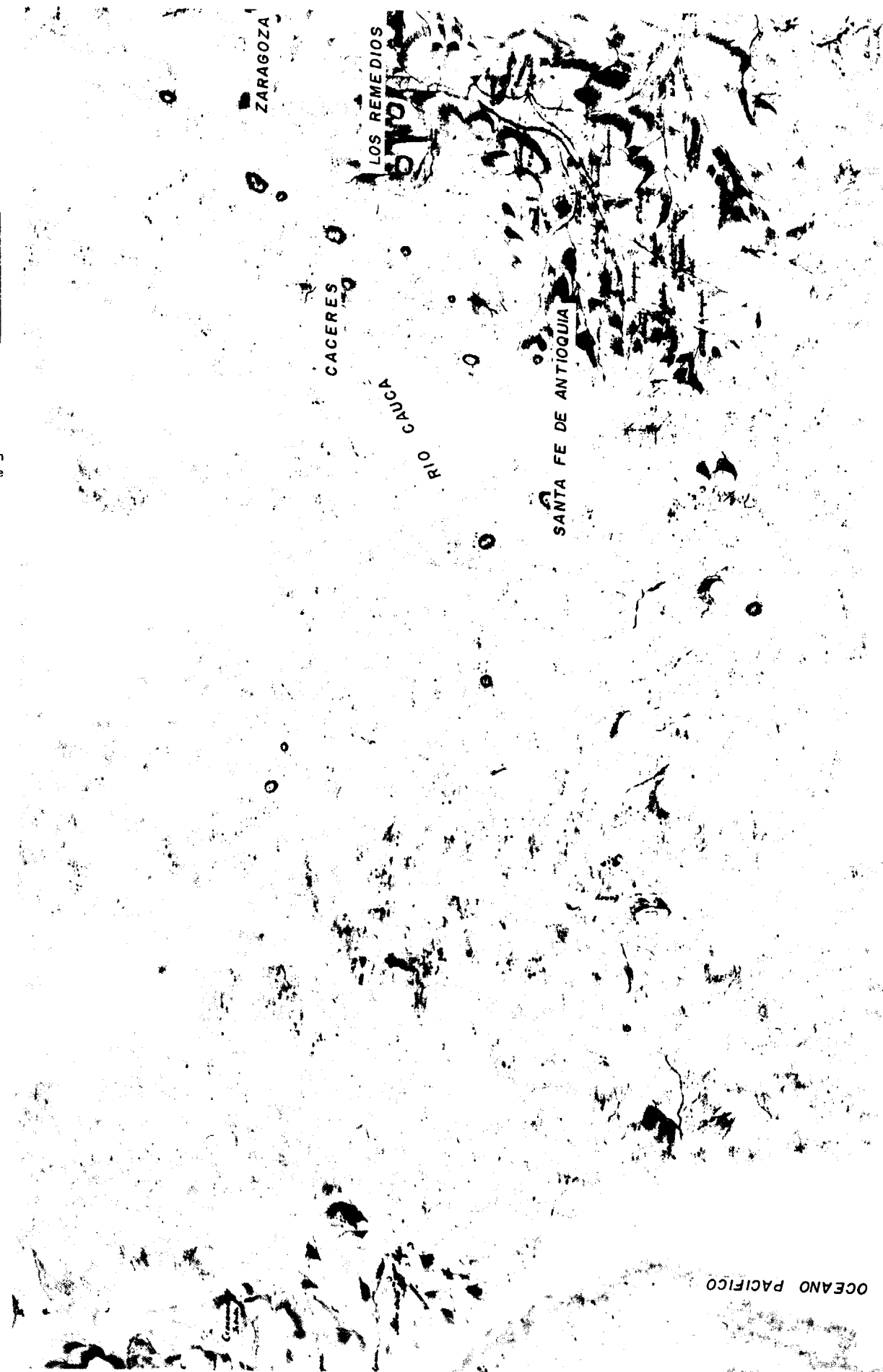




Croquis de despiece, con indicación de la posición de esta lámina.

PLANO NUM. 4

Núm. 20-III.3.—«Mapa Corográfico, del / Nuevo Reyno de Granada / »
por D. Vicente Talledo y Rivera.—Año 1814.—Servicio Histórico Militar.



gún su edad y forma de aparición. De esta manera, los aluviones antiguos podían ser de cuatro tipos:

- los depósitos aluviales de los lechos actuales de las aguas;
- playas bajas que se formaron por los lechos antiguos de las aguas;
- playas altas o minas de aventadero que se formaron por la denudación que las aguas produjeron al profundizar su lecho, y
- minas de cerro, que son las situadas en mesetas elevadas, por encima del nivel de las aguas, ubicadas allí por movimientos tectónicos posteriores a su origen. En cuanto a los aluviones modernos, éstos los constituyen las arenas auríferas que arrastran los ríos.

Por su parte, el oro de aluvión presenta una gran variedad de formas, ya que puede aparecer desde un polvo finísimo, casi impalpable, pasando por granos de aspecto más o menos laminar, o incluso en forma de pepitas. Sin embargo, en Antioquia no es frecuente encontrar pepitas de tamaños muy grandes que, más bien, constituyen hechos excepcionales. Podemos destacar, en este aspecto, que el Virrey Messía de la Zerma envió al Rey, en 1769, una punta de oro de Remedios que pesaba 188 castellanos, lo que vuelve a reseñar su carácter de excepción.

C. Región del Magdalena

El Valle del Magdalena

El Valle del río Magdalena, arteria principal de la comunicación neogranadina, concentró desde siempre una actividad minera bastante importante y tal vez la más antigua de Nueva Granada, basada tanto en criaderos de veta como de aluvión. En lo relativo a la minera de placer, ésta se desarrolló en antiguas terrazas de gravas depositadas por el río, lavándose también el oro en algunos de sus afluentes.

La explotación real de las minas comienza con la fundación de San Sebastián de Mariquita en 1551 y continuó más al sur, hacia 1580, con la apertura de las minas de oro de veta en el sitio denominado Ibagué (Plano núm. 3).

A pesar de la riqueza natural de esta región, la explotación se va a realizar de forma lenta y dificultosa, aunque desde fechas muy tempranas, debido a un gran número de factores. La existencia de indios hostiles, la falta de suficiente mano de obra y el escaso conocimiento de los sistemas de refinado de la plata de veta fueron los principales. A finales del XVI se introdujeron molinos de piones y el método de amalgamación, pero las dificultades para obtener mercurio impidieron una mayor producción de plata. Pese a esto, los criaderos de Mariquita conti-

nuaron explotándose esporádicamente hasta el primer cuarto del siglo XVIII.

En las laderas de las selvas de la Cordillera Central se fundó el campamento llamado de Nuestra Señora de los Remedios. Como ocurría con frecuencia con los campamentos basados en la minería de placer, el sitio fue trasladado un gran número de veces. En 1594 consiguió, por fin, su emplazamiento definitivo en la margen noroeste del batolito Antioqueño cerca a grandes depósitos de veta y aluvión, lo que provocó una de las mayores fiebres de oro en Nueva Granada. Pero también en este caso el auge de las minas iba a ser corto. La región, montañosa y quebrada, alejada de ríos navegables, provocaba unos grandes problemas de transporte y por lo tanto una gran carestía en éstos, así como para la obtención de alimentos, herramientas y mano de obra, ya que las enfermedades habían diezmando la población y era difícil obtener esclavos negros. Todos estos hechos provocaron que las minas fueran casi completamente abandonadas a mediados del siglo XVIII.

D. Región del Cauca

Si el Departamento de Antioquia posee minas más conocidas, mejor explotadas y más productivas que las del Cauca, sería difícil denominarlo como el más rico de Colombia, ya que el Departamento del Cauca contiene tres regiones de gran riqueza, como son el Chocó, Barbaocoas y Supía (Plano núm. 4). La primera región de Tierra-Firme de la que los españoles tuvieron conocimiento fue el Chocó. Ya en 1513 Vasco Núñez de Balboa escribía una carta al Rey para dar noticia de la existencia en la zona de ríos muy ricos en oro. Sin embargo, los indios que poblaban la región se mostraban muy feroces y no habían podido ser sometidos por los españoles. Fue gracias a la labor de los Jesuitas, una vez convertidos los aborígenes, que se da comienzo al laboreo de los aluviones por el Capitán Jacinto de Arboleda, que persuade a los caciques y comienza la actividad hacia 1654.

El más importante distrito aurífero del siglo XVI en la provincia de Popayán, descubierto por Robledo en su expedición de 1539-40, se desarrolló alrededor de las ciudades de Anserma y Cartago. Aunque las dos poseían fundiciones desde esta época, la segunda destacó por su Caja Real, mantenida en activo hasta mediados del siglo XVII.

Para terminar con este rápido recorrido por las principales regiones mineras de Nueva Granada vamos a introducir un comentario realizado por Robert B. White realizado en su «Informe de las minas del Medio» (1879), que puede ser aplicado como un análisis general de la situación de la minería poniendo en evidencia cómo la falta de unas técnicas adecuadas y la escasez de inversiones en la industria minera sumieron a esta actividad en un aban-

dono tal que no se supo apreciar el potencial económico que existía en esta tierra.

«Este país sería hoy rico si la emancipación de los esclavos no hubiera venido a cortar el nervio vital de la cuestión del oro, y a dejarlo con su riqueza sepultada y con la salvajada original que le caracteriza. Los ricos propietarios de esclavos perdieron en primer lugar el gran capital productivo representado por las cuadrillas de esclavos, y se hallaron en la obligación de reemplazarlo por un nuevo capital, el dinero, si querían seguir explotando las minas. Pero esta nueva empresa fue aún más gravemente impedida por el carácter de los esclavos manumisos que se hallaban en posesión de su independencia, y también por las revueltas políticas que desde esta época hasta 1865 paralizaron todos los esfuerzos que habrían podido hacerse para beneficiar de nuevo las minas...» (4).

E. Producción de las minas de oro

El tema de la producción de oro en la provincia de Antioquia, como en cualquier otra de la Nueva Granada, es difícil de precisar debido a la falta de rigor, en muchos casos, de los datos que se tienen. Lo que sí se puede asegurar es que desde la conquista hasta finales del siglo XIX, la producción de oro ha ido en aumento constante.

Todo el oro extraído en la región tenía que ser quintado en las Cajas Reales. Los datos de producción de las minas que se pueden obtener corresponden, precisamente, a las relaciones de estas cajas donde se realizaban las operaciones. Estos datos son totalmente fiables, pero de lo que no podemos estar seguros es que ésta fuera toda la producción de oro de la provincia. Está claro que la picaresca hizo norma común que se quintara menos oro del extraído y que, en muchos casos, éste se transportara en polvo para evitar el pago de los quintos. Por todo esto, podemos suponer que la producción aurífera de Antioquia fue muy superior a lo que cifran las Cajas Reales.

Otro punto que interesa destacar y que tratan muchos estudiosos del tema, es el mal aprovechamiento que se realizó de estas minas pese a todo el oro que de ellas se extrajo. Ya hemos comentado con anterioridad cómo uno de los motivos fundamentales del abandono de las minas se producía, no sólo por el agotamiento del filón, sino, lo que era más importante, por la falta de recursos económicos y técnicos para obtener unos métodos de extracción que resultasen rentables para los mineros o las compañías. Este atraso técnico se ha venido arrastrando durante muchos siglos por lo que aún, en el final del

(4) WHITE, Robert B.: «Informe sobre las minas del Medio», 1878. RESTREPO, Vicente: «Estudio sobre las minas de oro y plata de Colombia».

siglo XIX, los métodos de explotación continuaban siendo tradicionales. Como ejemplo de esta situación vamos a exponer a continuación un pasaje del Informe que presentó Fortunato Pereira G. para la exposición de Chicago: «En Antioquia, la industria minera nacional está en su estado más primitivo e incipiente. El trabajo de explotación de los filones se reduce a excavar la parte superficial y descompuesta de éstos y tratar los minerales molliéndolos en aparatos de madera. Tan pronto como los trabajos llegan a la parte dura y sana de las vetas, las minas se reportan agotadas y los trabajos se suspenden. Los adelantos de la ciencia minera han puesto de manifiesto que la verdadera riqueza de las minas reside en las jaguas o desaguaderos. Estas jaguas contienen y envuelven el oro que en cotas superiores ha sido puesta en libertad. En Antioquia la importancia de las jaguas es casi completamente desconocida y la única preocupación es el oro libre de las vetas.»

Trabajos de explotación durante y después de la Conquista

Dentro de los posibles métodos de explotación practicados por los nativos americanos y, más adelante, con su ayuda, por los peninsulares, hemos centrado nuestra atención en dos de ellos, no sólo por ser los practicados más habitualmente gracias a su facilidad, sino porque tampoco llegaron a ser renovados, causa del anquilosamiento del sistema y del abandono de los yacimientos. En primer lugar estuvo el método llamado de placer, alimentado por las corrientes que arrastraban arenas ricas en oro y que habían sido trabajadas desde mucho tiempo antes por los habitantes aborígenes. El otro sistema estaba relacionado con los criaderos de oro de veta, y de ellos se hizo uso mediante la práctica de pozos verticales o inclinados de hasta 50 metros de profundidad.

La mayor parte del material procedente de las vetas, y más concretamente de las zonas profundamente meteorizadas de la superficie, se presentaba en estrechas pintas de cuarzo altamente pirítico, las cuales eran trituradas separando el oro por simple lavado del polvo resultante. Cuando los pozos penetraron por debajo de la zona meteorizada, se encontraron con un mineral muy pobre, por lo que muchas de estas minas cerraron en el primer tercio del siglo XVII.

Por otro lado, las minas de veta se trabajaban mediante una barra o palanca de hierro que constituía la única herramienta de los mineros. Con esta palanca se ataca la roca y la tierra se recoge en sacos que son acarreados por los peones. Cuando se descubre la cresta de un filón se abre una galería para comprobar si resulta bastante rico. Normalmente estos trabajos no son de larga duración, ya que para que el minero considere productivo un filón necesita que cada día se extraiga oro suficiente para pagar

a los peones y los demás gastos, ya que le resulta imposible adelantar una explotación improductiva.

En cuanto al aprovechamiento de las minas de filón existentes en el cerro de Marmato, que según los datos era practicado desde la mitad del siglo XVI, la labor se realizaba desmontando las vetas y echando la tierra a la quebrada con pilas de agua; la pérdida del material arrastrado por la corriente sólo se pudo controlar a partir de 1644, cuando el Capitán Jacinto de Arboleda, concedor del perjuicio, mandó construir un ingenio, con lo cual, no sólo consiguió su cometido sino que aumentó considerablemente la producción. Las minas de Almaguer y Caloto, en cambio, tuvieron que esperar hasta las postrimerías del siglo XVIII, 1787, para ser puestas a producir con propiedad; organizada en Popayán una Compañía para explotar las minas, se construyó un molino, un horno de calcinación y cubetas para el beneficio; sin embargo, la suerte no acompañó a la empresa; el inicio de la guerra del Cauca en 1810 hizo que la compañía empezara a decaer.

En 1825 llegó a la Vega de Supía Juan B. Boussingault quien por cuenta de la Asociación Colombiana de Minas compró una serie de yacimientos en Marmato con el fin de explotarlos empleando métodos científicos de trabajo. Boussingault hizo numerosos ensayos buscando el procedimiento más barato y eficaz para beneficiar los minerales de Marmato y observó que el tratamiento en molinos de pisonos concentrando las arenas en albercas y lavando con bateas producía unas pérdidas considerables, las cuales logró reducir, por medio de la utilización de mesas de concentración y arrastres para remoler las arenas y amalgamarlas. Gracias a este tipo de intervenciones, Marmato se convirtió en una Escuela práctica de Minas que tuvo gran importancia como centro de experimentación.

II. TÉCNICAS DE LA MINERÍA

Los primeros españoles que llegaron al Nuevo Mundo eran, por regla general, aventureros y soldados que desconocían las técnicas mineras. En España los yacimientos mineros habían sido explotados desde épocas anteriores a los romanos, estando agotados la mayoría de los criaderos para el siglo XVI. Si a este panorama añadimos el hecho de que en América la mayoría de los campos auríferos eran explotados por los indígenas con técnicas primitivas pero adecuadas, entendemos que la primera fuerza de trabajo barata que encontraron los españoles fue la propia mano de obra indígena y se adaptaron los métodos extractivos existentes. Esto fue especialmente cierto en los depósitos de aluvión, que fueron los más abundantes en la Nueva Granada.

A. Técnicas de extracción

1. Minería de Placer

Uno de los primeros síntomas que dio a los españoles la certeza de la existencia de depósitos de oro fue el hallazgo de gran número de placeres abandonados por los indígenas. Y es en ellos y en la facilidad que representaba su aprovechamiento donde podemos buscar la explicación a que fuera el método que a la larga mayor cantidad de material produjera; mucho más rendimiento que los depósitos de veta. El Bajo Nechí, el Alto Magdalena y la Región de Popayán constituyeron importantes centros de placeres, que al tratarse de minería de aluvión, dependieron del factor climático para fijar la forma de trabajar las minas. En algunas regiones donde las lluvias eran torrenciales durante la noche, ésta se recogía para utilizarla en el lavado al día siguiente. En los ríos muy caudalosos había que esperar a las estaciones secas para aprovechar que las aguas venían bajas. Por tratarse de explotaciones tan ligadas a las estaciones, se van a denominar minas de invierno y minas de verano.

2. Minas de invierno

Para la obtención del oro en los placeres los indígenas utilizaron distintas técnicas. Un método muy corriente consistía en trabajar las gravas de los lechos de las corrientes con la batea en épocas de baja agua o en los períodos secos, encontrándose importantes cantidades de oro fino en las arcillas existentes bajo las piedras grandes de los lechos. También fueron aprovechados los depósitos de terraza en los que se raspaba con la coa, lavándose luego la grava en los arroyos cercanos.

Sin embargo, la técnica indígena de más importancia para el lavado de las gravas de las terrazas fue el canalón. Esta técnica parece originaria de Colombia antes de la Conquista, pero no se había extendido a otras zonas auríferas americanas. En el siglo XVI pocos españoles la conocían pese a haber sido utilizada en España en la época romana, por lo que se adoptó sin grandes variaciones.

A lo largo de la base de la terraza se excavaba una acequia o canalón sobre la peña, en la parte donde se encontraban los trazos más productivos. Con barras de hierro y barretones se cavaba la grava de la terraza y el material se iba dejando caer en el canalón. Cuando esto se había realizado, se hacía pasar agua por el canal, con lo que las partículas más livianas se extraían. Los guijarros más grandes se separaban con los cachos y el cascajo se lavaba gradualmente mientras el oro se depositaba en el fondo. Este compuesto de arcilla altamente aurífera, se removía con almocrafres y el fino residuo, rico en oro, se lavaba cuidadosamente con las ba-

teas. En el lado de la zanja donde iban los desechos se solía crear un pequeño murete de contención con guijarros y troncos para evitar la erosión y la destrucción de la mina.

También se practicó la «erosión» de la terraza en lugar de cavar con la barra. Esta técnica consistía en hacer pasar una corriente de agua sobre la superficie de ésta para que su fuerza erosionara el material aurífero y lo arrojara a un canal cercano. La verdadera dificultad de este método consistía en mantener el adecuado abastecimiento de gua. Obtener agua en algunos lugares elevados donde se encontraban los placeres no era sencillo; para conducir el agua se construyeron acequias tanto de piedra y argamasa como de guaduas o troncos de algunos árboles como los ficus. Otro sistema de abastecimiento de agua consistió en la creación de depósitos de tierra, pilas, donde se recogía el agua de lluvia que después era conducida a las minas por medio de canales.

3. Minas de verano

La técnica más sencilla consistía en la extracción del oro del lecho de los ríos durante la estación seca cuando las aguas eran bajas, por esto recibieron el nombre de minas de verano. Las épocas del veraneo se extienden de diciembre a marzo, existiendo otras de menor importancia de junio a agosto.

Esta técnica de extracción, muy utilizada en la Nueva Granada, encontraba la mayor cantidad de reservas tanto debajo de las grandes piedras del fondo como en las zonas donde la corriente era más lenta. Existían distintos procedimientos para extraer estas arenas; los indígenas solían realizar en los meandros unos espigones (burros) que retardaban la corriente junto a la ribera, de esta manera, podían obtener la arena con mayor facilidad. Otras veces, el agua llegaba incluso hasta sus cinturas, con lo que el procedimiento presentaban una mayor complejidad.

Los indígenas habían desarrollado toda una serie de métodos de obtención de las gravas de un gran ingenio y que merece que hagamos mención de ellos.

La primera de éstas consistía en zambullirse con una batea hasta las zonas más profundas de los ríos o los pantanos. Para permanecer en el fondo sin tanta dificultad, los indígenas se ataban una piedra a la cintura. Una vez estaba llena la batea, se soltaban la piedra y ascendían portando la batea. Si resultaba excesivamente pesada, se ayudaban en la ascensión con un tronco hincado inclinado en el lecho del río, que denominaban escalera de gallinas. La técnica de la zambullida se extendió por el norte de Suramérica y se empleó también para otras actividades, como la extracción de perlas. No se han encontrado descripciones coloniales de estas técnicas, pero

se sabe que se siguieron utilizando incluso en el siglo XVIII por los esclavos negros. La práctica empezó a decaer cuando fue generalizándose el uso del dragado y el excavado hidráulico. Existían otros zambullidores que trabajaban en las zonas donde las profundidades eran mayores. Estos se sumergían cubriéndose el pecho y la cabeza con un casco impermeable que tenía en la frente dos discos de vidrio para ver. Este casco tenía un tubo para que, desde fuera y por medio de una bomba, se le proporcionase el aire suficiente. Cuando no podía permanecer más tiempo debajo del agua por causa del frío, el zambullidor cambiaba de puesto con el que bombeaba el aire. El gremio de los zambullidores era esencialmente nómada. Cambiaban de unas playas a otras y sólo permanecían por un largo período de tiempo cuando la arena era muy rica, quedándose entonces hasta que ésta empezaba a empobrecerse considerablemente.

Otro método utilizado consistía en la creación de la sombra, pantalla de palmas que se colocaban a lo ancho del arroyo dejando una pequeña separación entre ellas y el lecho. Así la fuerza de la corriente desviada por la sombra, arrastraba las arenas improductivas dejando a la vista las arcillas auríferas. Estas se extraían con palas desde la orilla. No se sabe bien el origen de este método, aunque se cree que fuera una invención local antioqueña.

Por último, destacar también el método del tapado, que consistía en cerrar una pequeña porción de la corriente desde la orilla mediante la construcción de un dique de tres lados (tapa o tapado) con troncos e impermeabilizado con paja y arcilla. Este área seca se trabajaba con las bateas y se extraían las arenas auríferas. El problema de este método consistía en que durante las estaciones de lluvias o incluso por la presión de las aguas, en cualquier momento podía romperse el dique.

Todas estas técnicas estaban asociadas al curso de los ríos, por lo que su trabajo estaba vinculado a las estaciones. Sin embargo, existía otro método en la minería de aluvión para obtener el oro y consistía en la explotación por pozos. Este método no estaba asociado a los ríos sino a las riberas, llanuras de aluvión y terrazas adyacentes a las corrientes.

Esta explotación consistía en cavar una serie de hoyos por medio de barras de hierro y la extracción del material con las bateas. Estos pozos tenían entre 3,6 y 4,2 metros cuadrados y la profundidad era variable, dependiendo de dónde se encontraran las cintas productivas. Cuando los pozos eran de profundidades importantes se realizaban en los lados una serie de escalones cada metro y medio, donde se colocaba un indio. Así se creaba una cadena de bateadores que hábilmente se pasaban las bateas llenas en sentido ascendente y también las vacías en sentido descendente. Los grandes problemas que planteaba el método consistía en la estabilidad del propio

pozo y las filtraciones. Para que el pozo no presentase riesgo de derrumbamiento se fortificaban las paredes con troncos intercalados con caña y trenzados con hojas de palma. Las filtraciones eran imposibles de evitar y normalmente antes de comenzar el trabajo diario había que extraer el agua filtrada durante la noche. Existían también cadenas de bateadores que extraían este agua hasta que se fueron introduciendo métodos mecánicos de pequeñas bombas, pero esto no fue práctica común hasta avanzado el siglo XIX. En todos estos métodos que acabamos de describir, la fuerza fundamental del trabajo era la mano de obra indígena o negra. Al ser una mano de obra barata, ya que no hay que olvidar la obligación de los indios a trabajar las minas hasta la abolición de las mitas, los españoles utilizaron estos mismos métodos y fue muy lenta la incorporación de las nuevas técnicas que se estaban desarrollando en otros países.

4. Minería de veta

Los indios obtenían oro tanto de depósitos de veta como de los placeres, principalmente en las cuencas del Magdalena y el Cauca. Abrían socavones inclinados o verticales, sin armazón de madera, de tres pies de ancho y, normalmente, de hasta seis metros de longitud. Se abrían estos pozos únicamente atravesando la zona meteorizada de la veta y era excepcional el caso en que trabajaban las zonas de cuarzos duros. Las principales herramientas consistían en Coas de madera o macanas con las puntas endurecidas al fuego, o bien piedras conformadas, herramientas suficientes para atacar el mineral blanco por la meteorización. La iluminación de los socavones era mediante candiles de aceite y la carga se extraía en canastas al hombro, trepando los indios por escalones excavados en las paredes de las galerías. Una vez extraída la mezcla, se trituraba en pilones de piedra y el oro se separaba lavándolo en una batea de madera o arcilla. Durante el período colonial pocos fueron los avances que en esta técnica se llevaron a cabo. A lo más que se llegó fue a la apertura de pozos de mayores diámetros, fortificados con madera, y a la utilización de molinos de pilones.

III. INFRAESTRUCTURA MINERA

Los establecimientos mineros

Los establecimientos mineros de la Nueva Granada fueron normalmente de pequeña entidad y efímeros en el tiempo. Esto se debía principalmente al propio método de trabajo de la mina ya que, por lo general, los establecimientos duraban el mismo tiempo que el trabajo, hasta que se agotaba el placer, y esto solía ocurrir en poco tiempo, por lo que no daba lugar a la consolidación de

los mismos. Tampoco se desarrollaron grandes ciudades cerca de los criaderos, sin duda por una gran variedad de factores, entre los que podríamos destacar las dificultades de la mano de obra, las grandes distancias entre los depósitos, las regiones con excedentes agrícolas y los altos costes del transporte.

Reiterando lo dicho en páginas anteriores, podemos dividir en tres los tipos de asentamientos mineros que llegaron a desarrollarse: el nómada ligado a la minería de aluvión y considerado como el más típico; el establecido sobre los depósitos de veta, y, por último, los centros administrativos y de aprovisionamiento ligados a campamentos vecinos tanto de veta como de placer.

A. Establecimientos nómadas ligados a la minería de aluvión

Los campamentos nómadas consistían generalmente en asentamientos humanos de pequeño tamaño, formados por el caserío, normalmente casas con paredes de caña y techos de hojarasca para los obreros y otra de mejor calidad para el administrador, la herrería, donde se reparaban las herramientas o se confeccionaban otras necesarias, la bodega, donde se almacenaban los alimentos y las herramientas, y el establo, donde se guardaban las mulas y burros que se empleaban para el transporte de provisiones. Raras veces existía en el conjunto la iglesia. Los asentamientos tenían lugar junto a las corrientes en las que se desarrollaba el trabajo.

El tamaño de los asentamientos variaba según el volumen de la mano de obra. Era muy común que una cuadrilla formase el campamento. Estos campamentos se denominaron ranchos o rancharías y en la zona del Chocó se les llamó «real de minas», término usado, por lo general, en Suramérica para las grandes ciudades mineras ligadas a depósitos de veta. El campamento no sólo incluía la zona de vivienda sino también las zonas de trabajo, así como los bosques y la parte agrícola adyacente. En las ordenanzas de minas de Gaspar de Rodas se establecía el tamaño que debía tener la concesión y se otorgaba, como un importante privilegio, la libre explotación de los bosques vecinos. No hay que olvidar que la madera era necesaria para la construcción de edificios y represas, aparte de la requerida para la fortificación minera.

Una labor de vital importancia en los campamentos mineros era la agricultura. El aprovisionamiento de alimentos para los obreros era muy costoso si se tenía que traer en grandes cantidades desde áreas muy lejanas. Por ello, era un hecho muy corriente que el minero fuese también agricultor, siendo los sembrados parte esencial del campamento. Fundamentalmente se cultivaba maíz, yuca, batatas y plátanos. Durante el siglo XVI y principios

del XVII los españoles forzaron a los indios a realizar estos cultivos. Posteriormente, al disminuir la mano de obra indígena, los mineros destinaban a parte de la cuadrilla para estas labores y se compraba maíz a los indios vecinos para completar las cosechas propias.

Una figura importante en los establecimientos mineros era la del «administrador de minas». Tanto los placeres como los esclavos eran propiedad de ricos mineros que delegaban el manejo de ellos en el administrador. Este hombre tenía multitud de tareas, desde el reconocimiento de las nuevas catas hasta la atención del aprovisionamiento de alimentos y herramientas. Una de sus labores más importantes consistía en elaborar las cuentas de la empresa y llevar el «libro de sacas», ya que por imperativo legal se debía llevar un libro en el que se diese cuenta de todo el oro extraído.

Existía una variedad de estos establecimientos nómadas que eran los ranchos aislados y dispersos a lo largo de los cauces auríferos, donde vivía el mazamorra y su familia. El mazamorra trabajaba pequeños depósitos que se agotaban con rapidez, por lo que cambiaba de sitio con gran frecuencia.

B. Establecimientos ligados a la minería de veta

Al contrario de lo que ocurría en los campamentos de aluvión, los establecimientos ligados a los depósitos de veta eran de gran tamaño, con extensas zonas de ranchos y, en muchos casos, molinos de pisones. Por regla general tampoco eran fijos, ya que, cuando se llegaba a la parte no alterada del filón, estos campamentos se abandonaban o bien se transferían a otros lugares. Otra modalidad dentro de ellos consistía en la existencia de un número elevado de campamentos de menor tamaño en un área pequeña. Como en los campamentos de aluvión, el tema del aprovisionamiento de alimentos era fundamental y se resolvía de igual manera.

C. Ciudades administrativas

Los campamentos de minería, tanto de veta como de aluvión, dependían de centros administrativos y de aprovisionamiento algo más estables frente a la provisionalidad de los campamentos; a pesar de esto, algunas de estas ciudades cambiaban de localización siguiendo nuevos descubrimientos.

Aunque existen pocos datos sobre la forma de administración de estas ciudades, la mayor parte surgió de un campamento minero que adquirió importancia y con el tiempo se consolidó como centro; su trazado urbano no existió como tal, teniendo en consecuencia una distribución irregular y casual.

En las ciudades residía el «Alcalde Mayor de Minas». Este hombre, en ocasiones propietario de varias minas, tenía la función de hacer cumplir las ordenanzas de minas en los campamentos y servir de intermediario entre las minas y los funcionarios de la Audiencia de Santa Fe de Bogotá en todos los asuntos referentes a tributos y normas relacionadas con el laboreo, beneficio y comercio.

Sin embargo, la función primordial de las ciudades mineras era la fundición y el ensayo del oro extraído en la jurisdicción. Estas labores se hacían en los edificios para tal fin, denominados «fundiciones», que estaban a cargo de la corona. Una vez realizada esta operación, los funcionarios reales cobraban el quinto, que a pesar de su nombre, solía ser una décima o quinceava parte del oro ensayado. Este oro se depositaba en las «cajas reales» con los otros tributos que se enviaban al Rey. Son, sin duda, estos dos elementos los más característicos de las ciudades mineras no sólo por la obligación de registrar allí todo el oro extraído, sino también como símbolo del poder económico y de la presencia de la Corona en las nuevas tierras.

D. Comercio y medios de transporte

Los establecimientos mineros, como hemos comentado anteriormente, constaban de tierras de cultivo que les abastecía de los alimentos de primera necesidad. Sin embargo, se carecía de toda otra serie de productos, muchos de ellos también de vital importancia, lo que va a dar lugar a un próspero comercio. Muchas zonas de Nueva Granada van a vivir de los productos que cultivaban y después llevaban a las zonas mineras. Los comerciantes eran itinerantes y se movían por las distintas regiones mineras con sus recuas de mulas llevando las mercancías. Era tanta la importancia de este comercio, y tan extensas las áreas que vivían gracias a él, que en 1578 un funcionario oficial escribía: «Si las minas dejaran de trabajar, cesarían por completo los negocios y comercios, pues su actividad principal es la manufactura de textiles y la producción de alimentos, todo lo cual se vende en las regiones de minería...» (5).

El hecho de que se dependiera en gran medida de estos comerciantes itinerantes que llegaban a las minas va a causar problemas ya que, en muchos casos, y debido al mal estado de los caminos, el coste del transporte era muy elevado y esto encarecía muchísimo el precio de los alimentos. Por ello, más de un minero tuvo que abandonar la labor, ya que no se extraía lo suficiente para que resultase rentable. Como más adelante veremos, el tema

(5) AHNC, Reales Cédulas I, f. 179 r. 1587. Obtenido de WEST, Robert C.: «La minería de aluvión en Colombia durante el período colonial».

del transporte también va a ser primordial en el desarrollo de la minería en el Nuevo Reino de Granada.

1. Aprovisionamiento de alimentos

La actividad minera propició un importante mercado para la cría de ganado, ya que se consumía en importantes cantidades. En las minas de plata de Nueva España existía una estrecha relación entre el rancho ganadero y el establecimiento minero. Sin embargo, en la Nueva Granada esto no sucedía porque las selvas donde se encontraban la mayoría de las minas de aluvión no eran lugares apropiados para la cría de ganado. De esta forma el ganado se criaba en parajes muy lejanos donde las condiciones climáticas favorecían una vegetación de buenos pastos y desde allí, por caminos estrechos y peligrosos, se llevaban las reses hasta las minas. Los pastizales del Medio y Alto Cauca y la depresión del Alto Magdalena se convirtieron en importantes centros de cría de ganado; concretamente, a mediados del siglo XVI la principal región ganadera de Popayán era la constituida por los pastos de la parte plana del grabén del Cauce, ya que al estar libre de depredadores naturales y por la existencia de pastores en el valle y de raíces y bellotas, se posibilitaba la cría de vacas, mulas y cerdos.

La manera para surtir de reses a los campamentos era mediante el llamado «remate de carne», consistente en la adjudicación del contrato de entrega de determinado número de reses al matadero al precio más bajo ofrecido por uno de los ganaderos. Los mineros no podían comprar la carne más que a los contratistas, lo cual se cumplía en los campamentos más importantes y por lo tanto sometidos a un mayor control, mientras que en los campamentos alejados se compraba la carne a aquel que la vendiera.

Además de abastecer a los campamentos de carne fresca, en muchos casos se vendían carnes curadas y secas. El tasajo (carne seca) se consumió en grandes cantidades, ya que la humedad reinante en zonas como el Chocó hacía imposible la conservación de la carne fresca en buenas condiciones durante mucho tiempo. Por ello, los esclavos negros utilizaban gran parte de su asignación semanal de sal para la conservación de la carne.

Otro importante elemento de consumo fue el manatí. La semejanza de sabor con el cerdo, así como su aprovechamiento para extraer aceite de iluminación y cocina y su abundancia en los pantanos y ciénagas, hicieron de su caza un hecho común. Las mejores zonas de caza eran los pantanos cercanos al Bajo Atrato, donde se cazaban con lanzas desde las orillas; y aunque el río estuvo cerrado al comercio y a la navegación durante gran parte del siglo XVIII, lo que convirtió esta caza en ilegal, ello no permitió que se suspendiera tan lucrativo negocio.

Otro producto de primera necesidad, cuya inexistencia en las tierras húmedas lo convirtió en motivo de importante comercio, era la sal. Utilizada como alimento y conservante para la carne por los negros, era llevada a la costa Pacífica desde las salinas de Guayaquil, mientras que la consumida en las llanuras antioqueñas provenía de los depósitos de Zipaquirá y de las salinas marinas de Cartagena.

2. Sistema de comercio

El comercio relacionado con la minería estaba generalmente en manos de comerciantes privados que, de manera itinerante, abastecían a las minas de los distintos productos. También existían otros, normalmente asociados a importantes empresas de Cartagena o de España, que tenían sus depósitos de mercancías en los puertos del Magdalena, en Cartagena o en destacadas ciudades administrativas de las regiones mineras. Los propietarios privados compraban a éstos pequeñas cantidades de productos que después distribuían. Ejerciendo de intermediarios, llevaban una gran variedad de productos y era poco común el que se especializasen en una mercancía única. Vendían sus mercancías a los propietarios de las minas pero gran parte de sus ventas estaban destinadas, ilegalmente, a los negros y los indios. Este comercio ilegal era muy criticado y combatido por los propietarios debido a distintas causas. En primer lugar, para poder comprar los productos, generalmente tabaco, vino o alimentos de lujo, a unos precios exorbitantes, los negros robaban grandes cantidades de oro de las explotaciones. Generalmente el comerciante que estaba metido en este comercio ilegal no registraba sus mercancías en el centro administrativo y sacaba el oro que recibía en polvo sin pagar el quinto establecido. Por otro lado, la venta de productos como el vino, hacía disminuir la capacidad de trabajo de los esclavos y el hecho de poder comprar algunos bienes les daba un cierto sentimiento de independencia que fomentaba el amotinamiento y en algunos casos su huida.

El comerciante se encargaba, además, de llevar el oro en polvo a las funciones y los lingotes a Cartagena y Bogotá. Durante mucho tiempo, el oro era el medio no oficial de cambio y los mineros pagaban con él las mercancías que compraban. Esto produjo toda una picaresca por parte de algunos comerciantes, que lo utilizaron para hacer fortuna de manera furtiva, ya que se sacaba el polvo de contrabando para no pagar los quintos y se entregaba a barcos ingleses u holandeses anclados a poca distancia de la costa. En 1656 se calculó que menos de la tercera parte del oro producido en Antioquia se quintaba. Como medida para evitar este tráfico ilegal se cerró el comercio y la navegación por el río Atrato desde 1698 hasta 1783.

El mismo intermediario también se convirtió en el ban-

quero de la época, ya que era el encargado de otorgar los préstamos a los mineros cuando éstos no podían pagar sus productos; este hecho va tener una gran importancia ya que, debido a estos préstamos, los comerciantes fueron obteniendo cuadrillas de esclavos o minas, y a finales del siglo XVIII los grandes traficantes llegaron a convertirse en los propietarios de las más importantes minas.

3. Sistema de transportes

La transcendental importancia del transporte en la minería neogranadina radicó, como ya lo hemos reseñado, en la lejanía de los campamentos con respecto a los lugares de origen de los productos. A ello se sumó la accidentalidad geográfica que puso a lomo de mula las provisiones, las cuales, en ocasiones más complicadas, obligó a hacer uso de la fuerza de los porteadores indios o negros. El más eficaz método de transporte sería, pese también a todos sus inconvenientes, el fluvial.

4. Transporte fluvial

La geografía de Nueva Granada presenta, a pesar de sus montañas quebradas, una rica cuenca fluvial. El Magdalena y el Cauca fueron en consecuencia las más importantes arterias de comunicación y comercio. Nunca otra colonia española había dependido tanto del transporte fluvial. Las mercancías que llegaban desde España a Cartagena se conducían al interior por el Magdalena y desde los puertos establecidos en éste, se descargaban y, por tierra, se llevaban a los campamentos.

El principal vehículo de transporte fluvial fue el champán. Con 12 metros de largo y 1,20 de ancho, este hermano mayor de la canoa era manejado por una tripulación de 12 a 14 bogas, en principio indios de encomienda. La dureza del trabajo, que propició altos índices de mortalidad en la población indígena, dio lugar a que en 1601 se redactasen una serie de ordenanzas para protegerlos de los abusos y del exceso de trabajo. El encargado de esta labor fue el «juez de canoas», funcionario que trabajaba en los puertos. A pesar de que las ordenanzas de 1601 poco a poco permitieron la sustitución de las cuadrillas de indígenas por las de esclavos negros, a finales del período colonial casi podemos hablar de la desaparición de los bogas indígenas.

En los champanes se transportaba la mercancía de los comerciantes ambulantes desde Cartagena o Mompox. El transporte era muy duro, incluso para una tripulación de 12, ya que había que empujar el barco con su carga contra corriente.

Debido al régimen de lluvias en el occidente del reino, el transporte fluvial era estacional. Durante la época de fuertes lluvias (abril-mayo, septiembre-noviembre) no se podía ir río arriba, por lo que el transporte se suspendía, llegando así el período de «bogas cerradas». La estación seca traía consigo el de «bogas abiertas», o sea, cuando el acarreo estaba en pleno funcionamiento.

Los comerciantes y transportadores se veían obligados a pagar unos impuestos por derechos de muelle y bodegaje en los puertos donde se atracaba. La Corona vendía el derecho de recaudación de éstos a individuos que recibían, además, el título de «alcalde de puertos».

5. Transporte terrestre

El terreno de los Andes hizo de Nueva Granada la colonia con peores comunicaciones terrestres. Las fuertes pendientes y el terreno arcilloso convertían estos caminos en intransitables y, sobre todo, en períodos de lluvia, cuando se juntaba la peligrosidad normalmente existente por los barrancos y pendientes con el barro resbaladizo en que se convertía el suelo. Esto ocurría incluso en la vía más importante y transitada, que era la que conducía de Honda a Bogotá, de la que en el siglo XVIII dirá Caballero y Góngora en sus «Relaciones de Mando»: «...un camino cuya sola vista llenara de terror a su excelencia, especialmente si viaja en la estación lluviosa...» (6).

Cuando empezó el poblamiento de la Nueva Granada, la insuficiencia de animales de carga como mulas y caballos, llevó a los españoles a utilizar a los indios como cargueros. Estos estaban tradicionalmente acostumbrados a llevar pesadas cargas durante largos trayectos. Además, existían caminos de tan difícil tránsito que la sola idea de atravesarlos a lomo de un animal era impensable. Todo ello propició que el transporte por medio de indígenas se fuera consolidando. Sin embargo, los cargadores solían ser de la altiplanicie, por lo que, al trabajar en las tierras bajas y húmedas se agotaban con mucha facilidad y resultaron con enfermedades contagiosas que los diezaban. Casi toda la documentación existente sobre el tema hace hincapié en esta alta mortalidad. Se redactaron ordenanzas intentando controlar este trabajo y poco a poco se sustituía el transporte humano por el animal propiedad de los mineros, que poseían sus propias recuas, o, lo más habitual, de comerciantes o transportadores profesionales. Sin embargo, aún a finales del siglo XVIII los caminos de montaña de Antioquia estaban en tal estado de deterioro que no podían ser usados sal-

(6) CABALLERO Y GONGORA, «relación» en «Relaciones de Mando» (addenda), 744. WEST, Robert C.: «La minería de aluvión en Colombia durante el período colonial».

vo a pie, por lo que reapareció la figura del carguero como medio de transporte, incluso para llevar en sus espaldas a los viajeros.

IV. METODOS DE BENEFICIO

Los métodos de beneficio utilizados en la metalurgia de la América española en la época colonial han sido largamente tratados en muchos estudios del tema. Por ello, y por no ser éste el tema primordial de nuestro estudio, vamos a hacer un recorrido muy rápido exponiendo cuáles fueron los métodos más conocidos e importantes. Así mismo y como anexo a este capítulo, aportamos la transcripción del documento explicativo del método de beneficio del Barón de Born.

El de Bartolomé de Medina: Beneficio de patio.

El de Alonso Barba: Beneficio de Cazo y Cocimiento.

V. SOCIEDAD Y ECONOMIA EN TORNO A LA MINERIA

A. Labores de las minas

Los recursos humanos en las regiones mineras del Nuevo Mundo fueron casi tan importantes como las minas en sí. Debido a las formas de explotación, se necesitaba una abundante mano de obra para hacer productivo un yacimiento. Siempre que fue posible, los españoles instalaron el sistema de encomienda para obtener el trabajo indígena. Esto fue especialmente sencillo en zonas densamente pobladas y donde la pacífica población estaba ya acostumbrada al trabajo forzado desde antes de la llegada de los europeos, pero no fue tan fácil en los lugares donde existían pequeñas tribus y donde la población, debido a enfermedades y malos tratos, se vio en poco tiempo diezmada. Esto supuso un importante problema para los mineros que se encontraron en la necesidad de pagar para obtener un trabajo del que antes se beneficiaban de forma gratuita; la solución consistió en la incorporación de esclavos negros en las explotaciones. En Nueva Granada los negros se convirtieron en el grupo predominante que trabajaba las minas en los siglos XVII y XVIII. El agotamiento de la mano de obra indígena supuso un fuerte choque en la producción minera de la Nueva Granada y nunca se pudieron obtener resultados tan óptimos ni mantener el nivel máximo de explotación, ya que la mano de obra negra resultó siempre insuficiente. Si este reino se mantuvo en tercer lugar como productor de metales preciosos en el Nuevo Mundo no fue por la falta de recursos naturales sino, principalmente, por causa de este problema.

B. Trabajo indígena y encomienda

La encomienda tiene su origen en la sociedad feudal española, pero se va a perfeccionar hasta convertirse en una institución laboral. Después de la conquista, los indios fueron «encomendados» a un español meritorio que debía tratar bien a los indígenas y enseñarles la fe católica. A cambio de esto, el indígena debía pagar anualmente tributos en oro, tejidos o productos agrícolas y trabajar cierto número de días al año en las minas o en los campos del encomendero o bien realizar trabajos en favor de la comunidad. Principalmente se establecieron las encomiendas para obtener tributos en oro y trabajadores para las minas que, a cambio de su trabajo, recibían su ración alimenticia y, posteriormente, un salario simbólico. Se exigía a los indios que trabajaran unos tres meses al año de acuerdo con la institución conocida como mita. Los encomenderos proveían también a los indios de las herramientas necesarias mientras ellos ponían su fuerza de trabajo y su conocimiento de las técnicas.

Entre los indios de las cuencas del Cauca y el Magdalena, sin embargo, el sistema de encomienda resultó un verdadero fracaso. El carácter de estos indios reunidos en pequeñas tribus independientes que estaban en continuo estado de guerra y rebeldía dio lugar a una rápida y casi total exterminación de los mismos.

El gran fracaso de la encomienda consistió en que, en períodos relativamente cortos de tiempo, la población se había diezmado. Muchas fueron las causas de este hecho, y hay que quitarse de la cabeza que los malos tratos intencionados de los conquistadores fuera la primordial. Una importante causa fue la enfermedad. Enfermedades españolas como la viruela, la gripe o el sarampión hicieron mella en la población. Si además tenemos en cuenta que los indios dispersos se reunían en poblaciones unificadas, el contagio era masivo y rápido. Estas enfermedades afectaron en mayor medida a los indios de las tierras bajas que a los de las montañas que eran, aparentemente, más vigorosos. La falta de costumbre de los indios a unas jornadas de trabajo tan extensas y a una escasa alimentación hizo también que fueran más susceptibles a las enfermedades.

La otra causa fundamental de la mortalidad indígena hay que buscarla en el choque emocional y psíquico que supuso para una población libre e independiente el sometimiento a los conquistadores. Esto provocó en algunas tribus suicidios colectivos y un aumento del aborto y el infanticidio, así como, por la desorganización de la vida tribal, un crecimiento del canibalismo. Otras formas de rebelión fueron las de negarse al cultivo de las tierras, y en consecuencia la muerte por hambre, y la propia lucha armada que supuso un gran número de muertos en los combates. Así, poblaciones como los Pijaos, resistieron cerca de un siglo a la dominación y distintas tribus se

rebelaron periódicamente contra los invasores durante la primera mitad de la época colonial.

Ante estos datos, la Corona se encontraba alarmada y se hicieron intentos para detener esta masiva caída de la población indígena y para cortar los abusos de los encomenderos que cada vez tenían mayor poder. En 1542 se promulgan las Leyes Nuevas que, entre otras cosas, prohibían la esclavitud indígena y la realización de trabajos personales a los indios. En 1546 la Audiencia de Santa Fe de Bogotá prohíbe el trabajo indígena en las minas. Sin embargo, estas determinaciones no se van a cumplir, ya que el trabajo en las minas se basaba en esta mano de obra y sustituirla significaba la paralización de la actividad. Por ello el trabajo lo siguieron realizando los indios hasta bien entrado el siglo XVII y el único freno que encontró el sistema de la mita fue el propio exterminio de los indios y su posterior sustitución por esclavos negros. Durante el siglo XVII, en que ya había descendido mucho el número de indios y había aumentado la importación de esclavos, se utilizó a los indígenas como mano de obra especializada, concentrándolos en el cateo o la construcción de largas acequias para los placeres, actividades de una mayor importancia.

Al darse cuenta el gobierno de que era imposible la prohibición completa de este trabajo, se promulgaron leyes para que no pudiera forzarse a él y se regularon las condiciones del mismo para aquellos indígenas que de propia voluntad quisieran seguir en la mina. En 1729 se expidió la orden que abolió definitivamente la mita en las minas de Nueva Granada.

C. Mano de obra negra

La mano de obra negra fue sustituyendo paulatinamente a los indígenas en el laboreo de las minas y fue en la Nueva Granada donde este hecho tuvo mayor importancia. Ya los primeros colonizadores habían traído algunos esclavos que se utilizaron tanto en las tareas domésticas, práctica muy extendida ya en España, como para la extracción del oro de las tumbas de la zona del Sinú, ya que a partir de 1549 una Cédula Real determinaba que los indios estarían exentos de este trabajo. Sin embargo, cuando realmente se empezó a notar la gran afluencia de mano de obra negra fue a final del siglo XVI, cuando la parcial aniquilación de los indígenas se hizo evidente. No se poseen datos fidedignos del número de esclavos negros que llegaron a las costas durante el período colonial, aunque lo que es un hecho probado es que las dificultades del transporte desde éstas al interior imposibilitó a muchos mineros el poder comprarlos.

Este aspecto de la economía española relacionado con América estuvo, como los demás, regulado por la Corona. En un primer momento la importación de negros se hacía

por medio de mercaderes que pagaban un impuesto por cada negro y debían estar en posesión de licencia para llevar a cabo el comercio. Sin embargo, y con posterioridad, se estableció un sistema de asiento o contrato por el que una compañía compraba a la Corona la posibilidad de realizarlo siempre que se comprometiera a llevar un número determinado de esclavos cada año. Aunque este comercio estuvo en manos de compañías españolas, a partir de 1640 se vendían los asientos a negreros de otros países. Como el sistema de asientos daba lugar a la introducción ilegal de un gran número de esclavos a partir de 1780 se abandonó en favor del comercio libre.

Una vez llegados los esclavos a las costas de Cartagena, principal mercado de esclavos del occidente de Nueva Granada, aviadores itinerantes los llevaban, junto con otras mercancías, hasta las regiones mineras. Los precios de éstos oscilaban según fuesen jóvenes recién llegados o criollos e incluso los precios de las negras jóvenes llegó a ser tan alto como el de los varones, ya que éstas se utilizaban no sólo para la cría y las tareas domésticas, sino para los trabajos agrícolas y en el laboreo de los placeres, principalmente.

Las cuadrillas constaban de un número indeterminado de negros que dependía de la riqueza del propietario y de la extensión de los trabajos. Estas cuadrillas estaban dirigidas por un esclavo negro, el capitán de cuadrilla, que tenía una importante misión, ya que, además de encargarse de distribuir los alimentos, organizar el trabajo y recolectar el producto semanal de oro, se encargaba de mantener la disciplina e instar al trabajo. Por ello era considerado tanto por los trabajadores como por el amo que, en muchas ocasiones, le otorgaba raciones especiales para mantenerlo leal. Los esclavos eran manejados por un capataz blanco que llevaba el peso de la organización y la administración de la mina en casos de mineros ricos que normalmente residían en las ciudades grandes como Cáceres o Popayán, y que sólo de vez en cuando visitaban sus posesiones. Por el contrario, los propietarios pobres eran sus propios administradores y vivían en la mina con la cuadrilla.

Los esclavos negros eran considerados como un bien muy valioso para los propietarios de las cuadrillas, y era por esto que se les procuraba dar una alimentación adecuada así como vestido. Sin embargo, fueron las enfermedades los grandes problemas de los esclavos, viéndose obligados los amos a gastar gran cantidad de dinero en remedios y alimentos especiales para los más debilitados, incluso en algunos casos se emplearon barberos y cirujanos ambulantes que sangraban a los enfermos y les extraían las muelas. Pese a todas estas precauciones, la mortalidad fue muy elevada haciéndose necesaria la introducción continua de esclavos para reemplazar a los muertos.

Los domingos y otras festividades religiosas eran días libres para los idólatras y como medida para evitar los

pequeños hurtos en el trabajo diario, estos días se permitía a los negros el trabajo en la mina, quedando lo que extrajeran en su propiedad. De esta manera el comercio en estas zonas fue muy próspero, ya que los negros poseían dinero suficiente para comprar alimentos, tabaco y vestidos. También esto era una buena forma para poder ir ahorrando y llegar a comprar su libertad. Pese a ello, no resultaron infrecuentes las rebeliones de los negros que huían del duro trabajo en la mina y de su esclavitud. Estos negros huidos solían crear aldeas fortificadas en zonas mineras y a las embarcaciones que navegaban por los ríos cercanos, lo cual provocó que en más de una ocasión se tuvieran que organizar expediciones armadas para sacar a los negros de sus fortificaciones.

Hacia fines de la época colonial había un elevado número de negros libres procedentes de aquellos que habían comprado su libertad o bien de los que habían huido. Estos negros siguieron dedicándose casi en su totalidad al trabajo de las minas, unas veces trabajando libremente en minas españolas o, en otros casos, llegando incluso a comprar su pequeña mina. Sin embargo, la gran mayoría se dedicaron al mazamorra, es decir, al lavado itinerante de oro trabajando pequeños depósitos en barras y terrazas o bien siguiendo las dragas y lavando los desechos en busca de oro.

D. Causas del abandono de las minas

Generalmente se considera que una mina se abandona cuando se empobrece y lo que se extrae no es suficiente para remunerar los gastos de la explotación. Sin embargo, no podemos decir que esto fuera lo sucedido en las minas de la Nueva Granada, ya que la aparición de aguas subterráneas, al llegar a determinadas profundidades, la falta de método y de conocimientos, la carencia de maquinaria, etc., provocaron desastrosos resultados.

Uno de los motivos fundamentales por los que se hubo de abandonar el trabajo de las minas fue el de la mano de obra indígena. Por un lado, las rebeliones de tribus como los Pijaos o los Paéces dificultaron los trabajos en algunas zonas, forzando en otras al abandono de éste durante largos períodos. También el trato dado por los conquistadores, obligando al duro trabajo en las minas, hizo que la población disminuyera considerablemente. Leyendo las relaciones escritas en el siglo XVI se pueden ver las quejas referentes a este hecho. Citamos aquí los comentarios de Juan Rodríguez Fresle en 1638: «Es mucha la fuerza que tiene este Nuevo Reino en sus venas y ricos minerales, que de ellos se han llevado y llevan a nuestra España grandes tesoros, y se llevarán muchos más y mayores si fuera ayudado como convenía, y más el día de hoy, por haber faltado los más de sus naturales... Fue fama que tuvo esta ciudad nueve mil indios de repartimiento, los

cuales se mataron todos por no trabajar, ahorcándose y tomando yerbas ponzoñosas, con lo cual se vino a despojar» (7).

El trabajo en las minas era tan duro para los indios que desde 1548 se adoptó que los indios no trabajaran los yacimientos, siendo reemplazados por esclavos negros, aunque algunos siguieron desempeñando esta labor por medio del sistema de la mita consistente en sacar uno de cada siete habitantes de un poblado para destinarlo al laboreo.

Informado el rey de que eran muchos los indios que morían por el trabajo en las minas, por cédula de 7 de junio de 1729 previno «que no permita la Audiencia que a ningún indio se le obigue a la labor de minas» (8). Los testimonios que citamos a continuación demuestran los efectos desastrosos de dicha cédula.

«No hay duda que semejante providencia pudo ser en aquellas circunstancias capaz de la total ruina de las minas de plata; porque siendo entonces corto el número de las otras castas, y nada o poco ejercitadas en la labor de minas, los dueños de ellas debieron hallarse de la noche a la mañana sin manos para trabajarlas» (D'Elhúyar) (9).

«No hubieran cesado las labores a no haber sobrevenido la absoluta prohibición de las mitas, sin haberse antes meditado el golpe mortal que con esta providencia sufrió todo el reino. Esta es la verdadera causa de haberse extinguido hasta la memoria de las minas de plata en estos reales de Mariquita y de Pamplona. A un tiempo cesaron todas, y todas se desampararon a consecuencia de aquella prohibición» (José Celestino Mutis) (10).

Sin embargo, éstas no fueron sólo las causas de los abandonos. En este sentido es muy interesante un documento fechado en febrero de 1742 que incluye un interrogatorio efectuado a petición del Virrey D. Sebastián de Eslava sobre el estado de las minas de Lajas y Bocanemes y que podíamos extender al estado de la minería en general: «Los indios de conducción venían muy torpes, contra su voluntad y por año, de tal modo que cuando sabían alguna cosa del arte de sacar metales, los volvían a llevar, y la mayor parte se huían antes... Habrá más de diez años que se dejaron las conducciones de indios y por consiguiente la labor de minas...

(7) RODRIGUEZ FRESLE, Juan. 1638.

(8) Real Cédula de 7 de junio de 1729. RESTREPO, Vicente: «Estudio sobre las minas de oro y plata de Colombia».

(9) D'ELHUYAR, RESTREPO, Vicente: «Estudio sobre las minas de oro y plata de Colombia».

(10) MUTIS, José Celestino. Obtenido de RESTREPO, Vicente: «Estudio sobre las minas de oro y plata de Colombia».

«Al presente se hallan las minas de Santa Ana, Lajas y Bocaneme desiertas y despobladas, arruinadas, y que en las más será preciso abrir de nuevo las bocas porque se han originado sus derrumbes...»

«En cuanto a inteligencia en los mineros para vencer dificultades, no ha habido ninguno que lo haya sabido hacer. A los beneficiadores con azogue se les perdía mucha plata por falta de ciencia...»

«Por lo que mira a los desagües no tienen los mineros conocimientos para tiros generales ni otra forma que una ziquitumba, trayendo las aguas de pozo en pozo a fuerza de gente, cuyo trabajo los rendía y no se conseguía agotar las aguas.»

«Son muchas más las minas que se pueden labrar, que las que se pusieron en labor» (11).

Además de la falta de conocimientos con que se explotaban las minas de plata en los siglos XVI y XVII, el azogue que se traía de España o de Perú era costosísimo y el método usado para el beneficio de la plata era muy imperfecto y caro en tiempo y azogue, además de la gran cantidad de metal que se perdía.

Como no se hacía uso de las bombas de desagüe los trabajos no podían pasar de cierta profundidad y los mineros tenían que construir extensas y costosas galerías con este fin. El transporte de las menas era lento, pues se hacía a espaldas de los hombres y por galerías estrechas y tortuosas, aparte, las comunicaciones eran peligrosas por ser estrechas y carentes de ventilación...

Por todas estas características las cantidades extraídas de los filones eran insignificantes, y por ello sólo se podían explotar los más ricos.

Para terminar este resumen de las posibles causas del abandono de las minas citaremos lo que escribían los Virreyes Góngora y Mendinueta:

«No teniendo más atención ni industria que las minas, parece que se debían haber apurado ya todo lo que el arte da de sí, y aprendido a economizar para aprovechar toda la sustancia de las minas, pero nada menos. Causa admiración lo que se desperdicia por falta de inteligencia y de cuidado, de modo que no será ponderación si se dice que apenas sacan la mitad del metal que pudieran, y la prueba más evidente que en todas las tierras de minas de labor hay infinitos holgazanes sin más subsistencia que

(11) «Interrogatorio hecho por orden del Virrey D. Sebastián de Eslava sobre el estado de las minas de Lajas y Bocaneme». Febrero de 1742. Obtenido de RESTREPO, Vicente: «Estudio sobre las minas de oro y plata de Colombia».

relavar los terrenos y escombros que dejan los mineros» (1789. Virrey Góngora) (12).

«Sólo diré que la mayor parte de los mineros arruinados lo han sido por falta de conocimientos, y que si ahora sin ellos, es decir, sin dirección, sin economía, sin ingenios ni máquinas, reportan utilidades del laboreo de sus minerales, las lograrían mayores con estos auxilios» (1803. Virrey D. Pedro Mendinueta) (13).

Influencia de la minería en el progreso de Colombia

El oro fue el incentivo que llevó a los españoles a la conquista y ocupación del territorio de la Nueva Granada. En busca de este metal llevaron a cabo hazañas que hoy incluso parecen difíciles de realizar, penetraron por las ásperas montañas y poblaron casi todas las regiones que están hoy habitadas. «Gran parte del ardor con que acometieron sus gloriosas empresas fue estimulado por el deseo de la adquisición de las fabulosas riquezas cuya historia se ha perpetuado con el nombre del Dorado» (Liborio Zerda. «El Dorado») (14). En persecución del Dorado realizaron peligrosas incursiones por el Sinú, la Sierra Nevada, el Chocó..., sin llegar a alcanzar jamás la meta soñada.

La posesión de las minas generó una riqueza importante en toda la Nueva Granada, no sólo por el hecho de la explotación de las mismas, sino porque fue el motor de toda una actividad económica floreciente en la agricultura, ganadería, comercio y, en general, en todos los ramos de esta actividad.

Terminada la conquista se dedicaron los españoles a la tarea de la explotación de las minas de oro que encontraron en grandes cantidades y de buen metal. Con ello el reino se convirtió en «tierra de promisión» y se dieron cuenta los españoles que los indígenas no habían exagerado al alabar las riquezas existentes y que el verdadero dorado se encontraba en las entrañas de la tierra, en los tesoros que ella guardaba. Por estas causas, los españoles empezaron a estudiar las riquezas del suelo aunque fueron los indígenas los que les llevaron a los puntos en los que se hallaban las minas de metales preciosos. Fray Pedro Simón escribía de los minerales de la Nueva Granada en el siglo XVII: «Entre estos dos ríos, Darién y la Magdalena, entre quienes corre el Cauca, crió Dios la

(12) Virrey GONGORA. 1789. Obtenido de RESTREPO, Vicente: «Estudio sobre las minas de oro y plata de Colombia».

(13) Virrey D. Pedro MENDINUETA. 1803. Obtenida de RESTREPO, Vicente: «Estudio sobre las minas de oro y plata de Colombia».

(14) Doctor Liborio ZERDA: «El Dorado». Obtenido de RESTREPO, Vicente: «Estudio sobre las minas de oro y plata de Colombia».

tierra más rica en oro y plata que pienso caliente el sol ni se les ha descubierto a los mortales, porque la que hay entre el Cauca y el Darién es toda de venas de oro finísimo, como está experimentado por cuantos españoles han descubierto y pisado aquella tierra...» (15).

Las noticias de las riquezas del reino llegaron muy pronto a España, y es de suponer que abultadas en gran medida. Por ello, se estableció una corriente de inmigración que contribuyó al desarrollo de la industria y del comercio y al aumento de la población. América se convirtió en la tierra donde venían los españoles a buscar fortuna.

La industria minera fue la primera que establecieron los españoles. Su desarrollo fue constante pero lento, como lo hemos mencionado antes, por los métodos de explotación empleados. Por otra parte, la prohibición de las mitas en 1729 produjo en algunos distritos mineros el colapso total de la actividad. Sin embargo, lo peor de todo ello no fue que se abandonara el trabajo en algunas minas, sino la forma en la que se beneficiaron, la cual dio lugar a que en algunas lo más rico quedase sin extraer, y lo peor, en condiciones casi imposibles para su laboreo en el futuro. Por todo ello pocas han sido las minas que se han encontrado con posterioridad, en regiones como la de Pamplona, que merezcan la pena ser explotadas.

El oro jugó un papel fundamental en el movimiento de la riqueza pública del Nuevo Reino de Granada. En 1772 el autor de la «Memoria Anónima» escribe: «No tiene duda que la subsistencia del Virreinato depende de las minas de oro y su fomento, porque no se comercian frutos algunos, ni tiene por donde adquirir por trato y compensación los géneros que de fuera necesita, y así el oro que producen sus minas es el único que sostiene las rentas reales, el comercio y los ministros. De un corto número de hombres dedicados por particular providencia a este laborioso e importante ejercicio, está pendiente todo el Reino: si éstos cesasen y abandonasen su ocupación, vendría a tierra la máquina del virreinato» (16).

Así también lo expresa, en 1783, el Procurador de Popayán, D. Vicente Hurtado, en una presentación dirigida al rey, en la que dice: «El remedio general y casi único para la subsistencia de este vasto reino y su comercio con España es el oro que se saca de las muchas minas que de este precioso metal se trabajan... Con él subsisten otras grandes provincias que hacen su comercio con estos gobiernos... Con sólo el oro que producen las minas están en continua labor las dos Casas de Moneda del Virreinato de Santafé y la de Popayán... Y nada hay de derechos

(15) Fray Pedro SIMON. Primer cuarto del siglo XVII. Obtenido de RESTREPO, Vicente: «Estudio sobre las minas de oro y plata de Colombia».

(16) «Memoria anónima». 1772. Obtenido de RESTREPO, Vicente: «Estudio sobre las minas de oro y plata de Colombia».

reales, comercio e intereses particulares que no dependa y tenga su estabilidad del oro de las minas de este reino. Si decayeran y menoscabaran, todo faltaría e iría a menos, y, por el contrario, si aumentasen las labores de minas y sacas de oro, todo logrará sus mayores incrementos» (17).

El oro era, asimismo, el medio de cambio en todas las transacciones que se llevaban a cabo. Con él, primero en polvo y posteriormente amonedado, se pagaban las manufacturas que llegaban de la metrópoli, los artefactos y también los alimentos y los esclavos. El oro era el motor del comercio, agricultura y de la incipiente industria que se empezaba a desarrollar. La amonedación se convirtió en práctica obligada, ya que era la única manera de llevar la Corona un control estricto del oro que se extraía y, por tanto, del pago de los quintos correspondientes. Así, en 1718, el Rey concedió a D. José Prieto Salazar privilegio para establecer la Casa de Moneda de Bogotá, estableciéndose la de Popayán en 1749.

Cuando empezaron a levantarse las voces de la Independencia, el panorama económico era bastante desolador. La industria y el comercio estaban sumidos en un estado de atraso deplorable, la agricultura apenas producía los artículos indispensables para el consumo interior, las comunicaciones eran extremadamente lentas y difíciles y las riquezas del reino vegetal sólo empezaban a ser conocidas gracias a la labor de José Celestino Mutis. Parece evidente que si no llega a haber sido por su riqueza minera, el Reino, con unas costas con climas ardientes y malsanos, un interior con cordilleras casi infranqueables y sin embarcaciones idóneas para navegar por sus ríos, los españoles sólo habrían fundado alguna ciudad que hubiera tenido un desarrollo muy distinto por falta de elementos de prosperidad.

E. El descubrimiento del platino

Este metal, asociado con el oro en las minas de Cítaro en el distrito del Chocó, era conocido tanto por los aborígenes de esta zona de la Nueva Granada como de los habitantes de Esmeraldas y Atacames, en el actual Ecuador.

Tal vez podemos situar la primera alusión a este metal en las descripciones de Julius Caesar Scaliger, en 1557, cuando hacía referencia a lo descrito por Girolano Cardano con relación al metal hallado en México y Darién que ni el fuego ni ningún artifice español había podido licuarlo.

(17) «Representación dirigida al Rey en 1783 por el Procurador de Popayán, D. Vicente Hurtado». 1783. Obtenido de RESTREPO, Vicente: «Estudio sobre las minas de oro y plata de Colombia».

Sin embargo, se atribuye a Antonio de Ulloa su descubrimiento gracias a que en sus investigaciones consiguió que la «platina» contenía un nuevo metal (a finales de 1735) dándolo a conocer públicamente en 1748.

Dos años más tarde, por intermedio de Charles Wood y del doctor Brownringg, Sir William Watson presentó al platino en la Real Sociedad de Londres, acompañándolo de una descripción detallada de la platina de Pinta.

De la maleabilidad del platino se ocuparon más adelante Chavaneau y Fausto de Elhuyar, en un laboratorio instalado en Madrid a partir de 1787. Al primero de ellos le fue suministrado el material de manos del mismo Mutis; metal que desprestigiado en la Nueva Granada hasta fines del siglo XVIII, era vertido a los ríos. Hay que destacar por otro lado que en Popayán era conocido el empleo del azogue para separarlo del oro desde 1720.

El interés despertado por el nuevo metal condujo a la corona desde 1778 a obligar a consignar en las cajas reales todo el platino que se sacase, pero sin retribución alguna. Diez años después se ofreció pagarlo a dos pesos libra por cuenta de Su Majestad, habiéndose recogido a fines de 1788 en el Chocó 152 arrobas y 20 libras de este metal, siendo el platino de esta zona de la actual Colombia el más puro y el que mejor se vendía en los mercados extranjeros, pues contenía, por lo general, de 80 a 85 por 100 de metal.

El bajo precio pagado por el gobierno fue la causa de que se vendieran grandes cantidades en la costa a los extranjeros que lo compraban a 8 pesos, ó 40 francos la libra, cuando en París era vendida de 130 a 150 francos.

Dentro de los yacimientos de platino en la época colonial podemos destacar que a finales del XVIII, aparte del Chocó, se conoció el de Barbacoas, al occidente de las montañas de la orilla izquierda del Cauca, cuyos lavaderos más famosos eran los de Condoto, de Santa Rita o Vivoriro y de Santa Lucía y la quebrada de Iro, en los pueblos de Nóvita y Tado. Además lo había en pozos de terrenos auríferos cerca de Lloró, como observó Tomás Valencia, que radicaba en Popayán. Aparte de la Nueva Granada, hay referencias de que en 1819 se descubrió un yacimiento de platino en la Nueva España.

ANEXO 1

ESTADO DE LA MINERÍA EN EL NUEVO REINO DE GRANADA EN 1782. MEMORIA PREPARADA POR MUTIS PARA LA FIRMA DEL ARZOBISPO-VIRREY

S.M. Deseando averiguar las causas de los imponderables atrasos de este reino, no me ha sido dificultoso descubrir las principales en el total abandono de sus preciosas minas y riquezas naturales. Las únicas que al pre-

sente se trabajan son las de oro cuyos productos son inferiores a los del siglo pasado; y algunas pocas de cobre, que apenas alcanzan a mantener con utilidad y afición un corto número de mineros y oficiales. Las minas de plata, de que abunda todo el reino, se hallan sin ejercicio a pesar de los esfuerzos del Excelentísimo señor Don Pedro de la Cerda...

... pretendo ahora inclinar la atención de V. Exc. al fomento de las minas de plata, plomo y cobre, que se mantienen vírgenes, y convidar por todas partes para entretener en su trabajo una multitud de hombres inútiles en otras ocupaciones y destinos para el beneficio del común y de los dueños de las minas.

La abundancia del cobre la manifiesta bastantemente la ninguna necesidad de que hasta aquí ha tenido el reino de introducirlo de fuera...

... No obstante puede temerse su decadencia, como ya en el día se experimenta en las minas de Ibagué, siempre que continúen la rudeza y poca inteligencia de los fundidores, y la ninguna economía en sus oficinas y operaciones; siendo cierto que el haberse sacado tanto cobre debe atribuirse más bien a la riqueza del metal que han prodigado, que a su inteligencia y penoso trabajo. Facilitadas estas operaciones con la debida instrucción y economía sobraría cobre para el consumo del Reino y se podría conducir en abundancia a la metrópoli.

... Las minas de plata están conocidas y convidando a su labor. No sucede aquí como en otros reinos, en que para descubrir y asegurar una mina, se necesitan inmensos afanes y gastos. Esta facilidad proviene de la misma abundancia y de no haberlas trabajado seguidamente; siendo muy constante, que la Provincia ha enriquecido con preferencia a las demás regiones esta preciosa porción de América. La provincia de Mariquita fue la única, que produjo mucha plata en el siglo anterior; y con todo están sus vetas casi vírgenes. Cesaron sus labores según la tradición común y los documentos auténticos que se alegan, por la prohibición de las Mitas. En los tiempos presentes no hay necesidad de recurrir a este forzado trabajo de los indios. Sobre gente libre que se pueda destinar por haber crecido la población de hombres más útiles al estado. Al mismo tiempo y por los mismos motivos cesaron las labores de las de oro y plata, que se trabajaban en la Montuosa y vetas de Pamplona: de modo que hacia los principios del presente siglo se comenzó a mirar como empresa temeraria a de las minas, unas vez arruinados todos los medios de su restablecimiento.

... En medio de esta natural desconfianza todos claman por el descubrimiento de estas inagotables riquezas. Pien-san en arbitrios diversos, que bien reflexionados son más aventurados o imposibles en las actuales circunstancias. Me ha determinado a proponer a V. Ex. un pensa-

miento el más sencillo, asequible, y nada gravoso a la Real Hacienda. Tengo la satisfacción de haberlo meditado bien después de las imponderables tentativas y profundos conocimientos que logran en la materia los dos únicos sujetos más constantes en fomentar y promover con su ejemplo el adelantamiento de las minas. Sabido es en todo el mundo el modo sencillo de beneficiar por fundición aún las minas pobres de Suecia y Alemania, y en los sabios escritos que han publicado especialmente en este siglo, no acaban de admirar la prodigalidad y desperdicios, que sufren en sus beneficios las minas de América. En ellos publican abiertamente, que en sacando plata con alguna ganancia sobre los inmensos costos, poco cuidan de que se desperdicien una o más onzas en el quintal; cuando ellos beneficiar sus minas, aunque de inferior ley a la de tales desperdicios; los mismos beneficiadores hábiles de América convienen en este punto; y con razón lo atribuyen a la natural imperfección del beneficio por azogue...

No podía durar por muchos siglos semejante preocupación sin ocasionar imponderables atrasos a las minas de América, y al erario, aún supuesta la utilidad que recibe con el consumo de los azogues. Por esto mismo se va introduciendo en Nueva España el beneficio de fundición; y han hecho los mayores esfuerzos los mineros de Lima para conseguirlo en estos últimos tiempos. Hacia el año sesenta y cinco quisieron probarlo por las luces y conocimientos adquiridos en los escritos públicos; y hacia el setenta y tres entablaron la pretensión de solicitar maestros inteligentes llevados de Suecia...

Siendo pues necesario pensar en un establecimiento sólido y permanente, que igualmente habilite desde la mina más pobre hasta la más rica de todas especies de metales, vendremos siempre a parar en la absoluta necesidad de trabajar las minas de este Reino por el beneficio de fundición, que ha sido en todos los siglos y en todas las regiones del mundo el más natural, más sencillo y menos costoso...

Aunque los progresos de la fundición fueran tan acelerados, que dentro de pocos años se hallasen propagados y establecidos en su última perfección por todos los minerales de América; no por eso cesaría repetidamente el consumo de azogues: siempre se gastarían en los metales ricos, que sufren tales beneficios, y los relaves, que ahora se desperdician volverían a beneficiarse por fundición. No sería fácil habilitar prontamente por todas partes las minas de plomo necesarias para este beneficio. No todos los dueños de minas se determinarían a mudar de método por conservar sus ingenios y oficinas acomodadas al antiguo. Una infinidad de minas abandonadas por no cuadrar con ellas el método de beneficiarlas por azo-

gue, pide y clama para su habilitación y beneficio por el general de fundición...» (18).

ANEXO 2

EXPLICACION DE LA MAQUINA PARA BENEFICIAR LOS MINERALES DE PLATA POR EL METODO DEL BARON DE BORN, CONSISTENTE EN CUATRO TONELES PARA OBTENER A LA VEZ DE 30 A 36 QUINTALES DE MINERAL (fig. 5)

La rueda de agua de cajones tiene 21 pies de diámetro (medida de Castilla). Los camones 1 pié de ancho y 1 1/2 pulgadas de grueso. Las tablas de los cajones 3/4 pulgadas de grueso y lo mismo las del fondo. Los camones 8 ó 12. Tiene 52 cajones, el hueco interior 22 pulgadas. Los cruceros 7 pulgadas de ancho y 5 1/2 de grueso. En las puntas rematan en cuadro. Los atrincadores 8 pies de largo y el mismo ancho y grueso de los cruceros. El hueco para el eje 22 pulgadas. Cada crucero lleva un perno que lo atraviesa de una parte a otra y abraza los cruceros que están enfrente. Sobresale la punta de los cruceros de los camones de refuerzo 2 pulgadas. Los atrincadores se sujetan con cuatro pernos cada uno. El cárcamo para la rueda tiene 5 pies de ancho y el largo el de Sancho de la Ospina, que será por lo menos de 30 pies o 10 varas.

El eje tiene 22 pulgadas de diámetro y su largo 20 pies. En las puntas lleva la forma cónica de 18 pulgadas de largo y teniendo en su principio 22 pulgadas remata en la punta en 16 pulgadas de diámetro. Lleva 3 zunchos de 3 pulgadas de ancho y 4 ó 5 líneas de grueso. La rueda dentada tiene 8 pies 5 pulgadas de diámetro sin contar lo largo de los dientes que sobresalen 5 pulgadas. El diámetro hasta donde hacen el juego con las varillas es de 9 pies 10 1/2 líneas. La rueda se compone de 4, 6 u 8 camones dobles sujetos con 48 tarugos o más. Estos tienen 9 pulgadas de ancho y 3 1/2 de grueso de modo que juntos forman el grueso de 7 pulgadas. Tiene 73 dientes de 17 pulgadas de largo, las 5 pulgadas que salen fuera de los camones tienen 3 pulgadas de grueso, las 12 pulgadas restantes que atraviesan los camones tienen 2 pulgadas de ancho y 2 1/2 de grueso arriba, y va en disminución como los radios tirados del centro. Las clavijas que lo sujetan por debajo, 1 pulgada de ancho y 2 líneas. En la otra punta, el grueso 6 líneas, su largo 5 pulgadas. Los cruceros tienen 8 pies de largo, 5 pul-

(18) MUTIS, José Celestino: «Estado de la minería en el Nuevo Reino de Granada en 1782». Memoria preparada por MUTIS para la firma del Arzobispo-Virrey. Obtenida de RESTREPO, Vicente: «Estudio sobre las minas de oro y plata de Colombia».

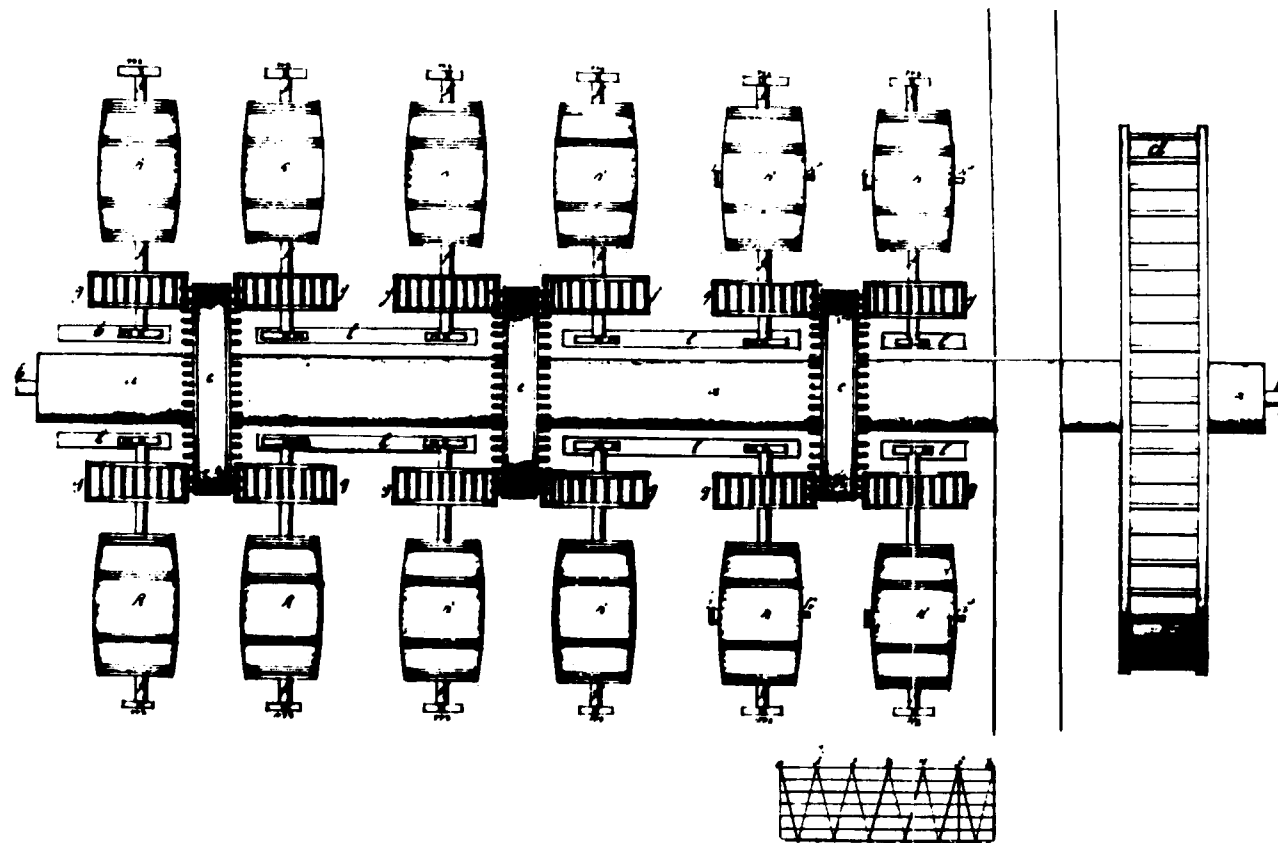


Figura 5.

gadas de ancho y 4 de grueso. Sobresalen los cruceros de los camones 2 pulgadas. La caja en éstos es de 5 1/2 pulgadas de hondo. El crucero es doble y se unen los brazos con 8 pernos que vienen a quedar a 13 pulgadas de sus puntas.

Las linternas tienen 32 pulgadas 4 líneas de diámetro sin contar el zuncho, de 4 a 5 líneas de grueso, y hasta el centro de las varillas 29 pulgadas 10 líneas. El diámetro de los arillos es de 2 1/2 pulgadas. Son 20 en cada linterna. Los camones tienen 4 pulgadas de ancho y 2 1/2 de grueso son 4 al tope. El cuadrado para el eje 5 pulgadas. Encajan en los camones los cruceros 1 pulgada. La caja para ellos es de 2 pulgadas de alto. El hueco de la linterna 6 pulgadas. Los cruceros son dos en cada una, tienen los palos 3 pulgadas en cuadro, se sujetan por medio de un perno en cada brazo. El eje se compone de dos hierros que tienen 21 pulgadas de largo, en sus cabezas forma un cuadrado perfecto de 5 pulgadas y el grueso en esta parte es de 1 1/2 pulgadas, desde los cuadrados hasta el medio va estrechándose y tiene aquí 3 pulgadas de ancho y 1/2 de grueso. Se ajustan estas

dos piezas en un TOLETE de madera de 11 pulgadas de largo y 5 pulgadas en cuadro haciéndole las cajas correspondientes. Es de advertir que el grueso sólo disminuye de una cara quedando la otra llana.

Los toneles son 4 de 4 1/2 pies de largo, el diámetro en las cabezas 3 pies y en el medio, o barriga, 3 pies 7 pulgadas entrando en estas medidas el grueso de las duelas que es de una pulgada. Lleva 4 zunchos cada tonel, los de la cabeza a 2 1/2 pulgadas del borde y los otros dos proporcionando quedando los tres tramos iguales, el ancho de ellos 2 pulgadas y 4 líneas de grueso. En los del medio tienen en él un grampón o puente y en el otro una espiga con agujero para sujetar con una clavija la faja de hierro que comprime la tapa del tonel cuyo agujero o boca es ovalada de 6 pulgadas de largo y 5 de ancho. Los dos agujeros opuestos al grande el uno tiene 2 pulgadas de diámetro y el otro 8 líneas.

Los cruceros son dos en cada tonel, se compone cada uno de un crucero de madera, otro grande de hierro y otro chico o crucero falso. El de madera se compone de dos palos de 6 pulgadas de ancho y 3 de grueso. En las

cabezas se le hacen, según el ancho, unas patillas de 1 pulgada y a media madera que encajan en las cajas hechas en las cabezas de las duelas de 1 1/2 pulgada de ancho, de modo que estando la cara de afuera de los fondos de los toneles (que tienen 2 pulgadas de grueso) a 3 pulgadas del borde de las duelas, viene a quedar el crucero de madera haciendo haz con el borde del tonel. El crucero grande se compone de cuatro brazos que salen de una «rondela» que tiene en el centro de 7 pulgadas de diámetro y una pulgada de grueso; en su origen tienen los brazos 3 pulgadas de ancho y 1 de grueso, y va disminuyendo en las dos dimensiones hasta sus puntas que van a parar a la mediación de los dos zunchos del tonel, donde abraza con una muesca o tope que tienen sus puntas el zuncho falso que los sujeta, que es el mismo ancho y grueso del de los toneles y en esta parte tienen 2 pulgadas de ancho y 1/2 pulgada de grueso. Se encaja éste en el de madera haciendo a éste una caja de media pulgada de hondo y de la forma de la rondela y brazos. El crucero falso se compone de 4 brazos lisos de 2 pulgadas de ancho y media de grueso y de la punta de un crucero al otro tiene 2 pies 4 pulgadas. Este va embutido en la superficie interior del de madera y sirve para que apoyen sobre él las cabezas de los tornillos de hierro de 9 líneas en cuadro que sujetan con sus tuercas los 3 cruceros, y tienen cada brazo dos. Desde el centro de la rondela hasta la punta de los brazos del crucero de hierro grande 2 pies 4 pulgadas de largo.

Los ejes de los toneles tienen desde la rondela de hierro de los cruceros hasta la otra punta que une con el eje de la linterna 18 pulgadas, y, además de esto, tiene en la punta un cuadrado que se remacha caldeado en el centro de la rondela de hierro del crucero, para lo que se le hace a ésta el agujero correspondiente. Inmediato a la rondela lleva un tope cuadrado de 1/2 pulgada de grueso y 3 1/2 pulgadas en cuadro. De aquí sigue el eje redondo de 2 pulgadas de diámetro y en la distancia de 10 pulgadas y en las 6 pulgadas restantes tiene en su punta el paletoncito de 5 pulgadas en cuadro y 2 pulgadas de grueso que encaja en el hueco que dejan los dos hierros del eje de las linternas y se sujetan por un perno que atraviesa estos tres hierros y además un zuncho cuadrado que los abraza. En esta forma el crucero grande de los toneles y sus ejes son de una pieza y conviene se ponga mucho cuidado en que queden bien pegadas las dos piezas. El formarlos de «bozano» sirve porque se usa con facilidad.

Para sujetar los extremos de los cruceros en los cellos o zunchos de hierro falsos se atraviesan de un lado de uno al otro 4 bandas de hierro de 1 1/2 pulgadas de ancho y 3 líneas remachando o, por mejor decir, doblando sus puntas «rosientes» sobre el mismo cello.

La armazón de madera se compone de 4 soleras de 17 pies de largo y 3 pulgadas en cuadro. Se ponen bien ho-

rizontales o niveladas, y enterradas sus dos terceras partes en el suelo donde se haya de armar la máquina. Las dos del medio se asientan a 6 pies 11 pulgadas de una a otra, y las dos de los extremos a 3 pies 9 pulgadas de las del medio. Los 8 travesaños que tienen igual grueso que las soleras y 7 pies 3 pulgadas de largo se ajustan a media madera con otras soleras; de modo que a un pie de la punta de la solera se pone la una a 5 pies de ésta la otra, a los dos pies otra, y a los 5 pies la otra, cuidando que queden bien a escuadra y a hilo no sólo entre sí sino también con la armazón del otro costado, y con la pared del cárcamo de la rueda. En las juntas de los travesaños con las soleras se hacen escopleaduras de 4 1/2 pulgadas en cuadro donde se encajan las espigas de los pilares. Los pilares son 10 de 9 pulgadas en cuadro y 4 pies 4 pulgadas de alto, sin contar las espigas. La espiga de arriba tiene 5 pulgadas de alto y 4 1/2 pulgadas de grueso, no es cuadrada como la de abajo. Cuando se vayan a asentar las aspás para trazar las cajas se tendrá cuidado de poner los pilares bien a plomo. Las aspás dobles son 16, la madera de éstas de 6 pulgadas en cuadro. En las de los costados tiene 3 pulgadas de refuerzo hasta los pilares y travesaños y en las otras abajo lo mismo y arriba un pie. Los travesaños de arriba son ocho de 9 pulgadas en cuadro y 7 pies 3 pulgadas de largo; bien que conviene alargar éstos hasta la pared de la oficina para hacer un piso sobre ellos de tablas, que es muy necesario para manejar los toneles cuando se cargan y descargan. A 2 pies 7 1/2 pulgadas de sus cabezas llevan una caja de 3 pulgadas de hondo y 1 pie 9 pulgadas de largo donde andan las carretillas para arrimar o apartar las linternas y toneles de la rueda de dientes. En el medio de la misma caja y atravesando las 6 pulgadas que lleva de grueso en esta parte se le hace una ranura en todo el largo de ella de una pulgada de ancho, en la que andan las dos guías de hierro de las carretillas para que éstas al tiempo de moverse no se vayan ni a un lado ni a otro. Además se le hace en el extremo correspondiente de esta caja y en su medio una ESCOPLEADURA de 4 pulgadas en cuadro y otras 4 de hondo donde entra la cuña de madera que sujeta las carretillas cuando se arriman y está en movimiento la Máquina.

Las carretillas se componen de un tolete de madera dura de 18 pulgadas de largo 9 pulgadas de ancho y 6 pulgadas de grueso. En la cabeza opuesta de donde va la cuña se le hace un corte de media pulgada y 3 3/4 pulgadas de hondo para que descansa sobre el borde el zuncho horizontal que lleva, y en el lado de la cuña el corte es de 1 pulgada y del mismo hondo, de modo que en su parte superior la carretilla no tiene más que 16 pulgadas de largo. A 1 pulgada de estos extremos lleva una banda de hierro de 1 1/2 pulgada de ancho y 4 ó 5 líneas de grueso que abrazan la parte superior y los costados de la carretilla y con sus puntas que tienen un agujero redondo de 9 líneas de diámetro (Y PARA CUYO EFECTO ESTA MAS ANCHO AQUI EL HIERRO QUE EN EL RESTO

DE LA BANDA) abrazan los extremos de los dos ejes en que van cuatro ruedecitas de hierro de 2 pulgadas de diámetro, dos en cada eje. Este es cuadrado de una pulgada excepto en sus puntas donde van las ruedecitas que es redondo; se le hace caja en la parte inferior de la carretilla para que encaje la mitad de su grueso como también en los costados para el juego de las ruedecitas. El cello cuadrado y horizontal que se pone después impide que las bandas que mantienen los ejes se aparten de su posición, sirven también para que por medio del anillo que lleva pegado, engarce en él la tiranta de hierro para el movimiento de las carretillas, y que sujete en sus cajas las guías de hierro que lleva en sus cabezas. Estas guías tienen 15 pulgadas de largo y 1 pulgada en cuadro excepto en las 6 pulgadas que andan en la rendija que es redondo. En su punta inferior tiene un labio de 1 1/2 pulgadas de largo que sirve para que no pueda salirse para arriba, y que por medio de las tuercas que llevan en el otro extremo pueda afianzarse mejor la carretilla cuando está en movimiento la Máquina. Las SOBREMÓNTERAS que tienen 18 pulgadas de largo 2 1/2 de ancho y 4 líneas de grueso encajan en los extremos de las guías y se sujetan con las mismas tuercas. Las MÓNTERAS son de bronce de 8 pulgadas de largo 4 de ancho y 5 de alto. Las del eje grande 1 pie de largo 5 pulgadas de ancho y 6 de alto. Los MÓNTEROS de los paletones 4 pulgadas de diámetro y 8 pulgadas de largo.

El cabrestante para recular los toneles es de 10 pulgadas de diámetro ochavado su largo 16 pies 9 pulgadas. El alto de los codos 15 pulgadas sin contar la espiga. Su grueso 4 pulgadas en cuadro. Está apartado el cabrestante del pilar y del travesaño 2 pulgadas y los codos del mismo 1 pulgada. Los postes tienen 10 pulgadas en cuadro van enterrados y afianzados en las soleras del armazón. Las tirantas de hierro tienen 4 pies de largo 2 1/2 pulgadas de ancho y 1/2 pulgada de grueso.

Nota: Debajo de las ruedecitas lleva unas barritas de hierro para la facilidad del movimiento que tiene 1 pulgada de ancho lo mismo que las ruedecitas. La canoa tiene 8 pulgadas de ancho y alto y su grueso 2 pulgadas está su piso delante a 2 pies 4 pulgadas y atrás a 2 pies de los travesaños de arriba. Los travesaños que la sostienen 7 pulgadas en cuadro.

La armazón que sostiene el eje principal se compone de dos soleras de 5 pies de largo y un travesaño de 4 1/2 pies de largo 1 pie de ancho y 9 pulgadas de grueso. Las soleras tienen 9 pulgadas en cuadro a un pie de la cabeza de éstas está el travesaño. Dos pilares de 4 pies 3 1/2 pulgadas de alto 1 pie de ancho y 9 pulgadas de grueso el hueco entre el los 2 pies (el alto sin contar las espigas). El travesaño de arriba de 4 pies de largo y 1 pie en cuadro. Dos pies de ARRIOGO de 6 pulgadas en cuadro salen a las 10 pulgadas de las cabezas de las soleras. Unas aspas cuyas maderas tienen 4 pulgadas en cua-

dro con 2 pulgadas de resguardo abajo y 1 pie 8 pulgadas arriba. El palo del cabrestante 2 pies de largo y 4 pulgadas de diámetro ochavado.

Desde la pared del cárcamo que tiene 3/4 de ancho hasta el primer pilar 2 pies.

... (que pesaba 3 onzas) 4 1/8 gramos que corresponde por libra a 3,667 ochavos y a las 38 1/2 libras 1 libra 1 onza 3,18 ochavos de las cuales 10 onzas 4,9 ochavos pertenecen a la selenita seca y 7 onzas 0,28 ochavos al vitriolo; y en efecto la naturaleza del mismo precipitado que pesó 2 3/8 gramos (hecho con el carbonato de potasa) indicaba la preponderancia de la selenita.

Se volvió a quemar una arroba de mineral con 7 1/2 libras de cal, siguiendo en todo el mismo rumbo de la operación anterior. Duró ésta 6 horas, salió de un color más encendido que el de la operación anterior y pesó 36 libras 13 1/2 onzas. La causa de la diferencia de color y menos peso en ésta la atribuyo a que al principio se le dio el fuego más fuerte a ésta, y que el día que se quemó la otra corría un viento más fuerte. Tuvo de aumento 17,38 por ciento fuera de la cal; y por la cuenta tuvo de merma el mineral 5 libras 7 onzas.

En el ensayo de los dos ochavos perdió el mineral o disolvió el agua 4 1/2 gramos (ésta era 3 onzas 3 ochavos) y corresponde por libras a 4 ochavos y a las 36 libras 13 onzas, 1 libra 2 onzas 3,38 ochavos de las cuales las 11 onzas 1,32 ochavos pertenecen a la selenita seca o privada de agua y las 7 onzas 1,86 ochavos a la ALCAPARROSA. Pesó el precipitado de la disolución 2 3/4 gramos.

Como estas dos arrobas se diferenciaron muy poco, se juntaron y revolviéron muy bien; y la mitad que pesaba 37 libras 10 3/4 onzas se puso a calcinar con 2 1/2 libras de sal y 1/2 de cal y 1 de piedra de cal molida. Condujo el fuego regularmente, sin que lo 7 y húmedo de él impidiese tenerlo medio rosiente y aún rosiente cuando se echaba nueva leña. A la 3 1/2 horas se manifestó el gusto del herrumbre de cobre; y desde entonces se le avivó un poco la candela, dándole alguna intermisión, antes 7 de nuevo, para que su superficie empezara a negrear o apagarse un poco. Se continuó así hasta completar 7 horas, en cuyo intermedio mantuvo siempre el gusto de cobre, y aunque lo tenían fuerte entonces, como estuviese muy bajo, y HASOLTADO bastante, por dar gusto a uno que estaba persuadido que tanto fuego perjudicaba, cesó la operación, sin embargo que estaba persuadido que mientras no se destruyese el herrumbre no podía estar perfecta la calcinación. Después de frío tomó el color colorado pardusco bastante subido el tacto muy suave y como polvoso. Pesó 39 libras de las cuales 4 libras 12 onzas en pocillos. Hechó mucho humo azulgris de olor herrumbroso.

Se echaron 34 1/4 libras sin aposillar en el tonel con 1/2 libra de sal, 8 libras de azogue y el agua correspondiente; la LIS que mostró al cuarto de hora de movimiento era corta pero muy negra, y los granos estaban empañados del mismo color, a las 5 horas de movimiento, ya el color del azogue era el natural, y aunque mantenía un poco de LIS era clara. Se sacó el azogue y exprimí y dio 12 ochavos de pella, que a las 39 libras corresponden 13,66 ochavos.

Las otras 37 libras 10 3/4 onzas de la mitad de las dos arrobas, se pusieron a calcinar con 2 1/2 libras de sal, 1 1/2 de cal y 1/2 de piedra de cal, se condujo la operación como en la anterior, el gusto de cobre empezó a las tres horas de comenzada la operación, y lo mantuvo 9 horas, pero se logró por esta calcinación de 12 horas, quitárselo enteramente. Hacia el fin presentaba por el lado de la chimenea y por la puerta de delante en la oscuridad una como llama azul, aunque la hornilla no la echaba, y toda la superficie del metal que estaba rosiente parecía cubierto de una llama morada como fosfórica. Después de frío tenía el color casi como el anterior y pesaba 38 1/2 libras de las cuales 2 libras 14 onzas aposilladas. El gusto era muy suave de sal como también el tacto granujiento pero fino.

Se echaron al tonel 7 libras 10 onzas sin aposillar con 1/2 libra de sal 8 de azogue y el agua correspondiente; la LIS al principio era corta y como granulosa, y no tan polvosa como en las demás operaciones; su color gris de cenizas y los granos estaban empañados del mismo color, aunque tal cual parecía tener el color algo más oscuro, y otros estaban con su brillantez natural. Como a las dos horas del movimiento, se mantenía constante el aspecto del azogue, dispuse echarle 7 onzas de virutas de cobre (éstas son pedacitos de chapa delgada de cobre de 1 1/2 pulgada poco más o menos de largo y 3 a 4 líneas de ancho), y en efecto a poco rato observé que lo empañado había caído mucho. A las 5 horas de movimiento aunque se manifestaba bastante esparcido el azogue con su color natural, lo saqué, y exprimido sólo dio 1 onza 2 ochavos de pella, se volvió a echar el azogue en el tonel y continuó el movimiento algunas horas; y como no había otra operación pronto se dejó así por espacio de 6 días dándole un rato de movimiento en cada uno. Al cabo de ellos se sacó el azogue y exprimido dio 3 1/2 ochavos y así 35 libras 10 onzas y 3 1/2 ochavos, y con los pocillos 1 onza 6 ochavos 61 centésimas. No hubo merma alguna del azogue sin embargo que aún al cabo de los 6 días estaba el azogue muy dividido.

Como en otras operaciones aunque se conoció que no quedaba perfecta la calcinación con sal había dado 2 onzas de pella por arroba de mineral, determiné calcinar de nuevo los relaves y lamas de la primera arroba de que se acaba de tratar y ésta afojar 7 echándole 2 1/2 libras de sal a las 33 libras y 1 onza que pesaron otras lamas y relaves que como se ve sólo disminuyeron 1 li-

bra y 3 onzas. Lo singular de estos relaves es que su color era gris claro con un vivo de color de rosa sin embargo el color oscuro que sacaron en las quemas anteriores. Pues un poco de este mineral en infusión en agua y después de filtrada ésta y ensayada con el gazácido carbónico o aire fijo.

La quema presentó los mismos fenómenos que las operaciones anteriores el color se oscureció poco a poco pero no era colorado sino pardo con un viso corto de colorado. El gusto de cobre apareció a las 3 ó 4 horas de fuego y lo mantuvo siempre hasta completar 10 horas de calcinación y aún entonces quedó con bastante gusto de herrumbre. Al principio cuando empezó a manifestarse era muy picante y corrosivo y continuó así bastante tiempo. Al principio de la quema echó también olor a azufre y no pudo evitarse que se aposillara bastante. Después de frío pesó 29 libras 14 onzas por consiguiente mermó 3 libras 3 onzas sin contar la sal y aún en agua las INCLUSAS 4 libras 2 onzas de posillo. Su color 7 arriba pardo con un corto viso de colorado.

Se echaron en el tonel las 25 libras 12 onzas sin aposillar con 8 libras de azogue 1/2 de sal y el agua correspondiente. La LIS estuvo muy clara desde el principio. A las 6 horas se sacó el azogue y exprimido dio 3 1/2 ochavos de pella que corresponde a las 29 libras 14 onzas 4,55 ochavos que unidas éstas con los 13,66 ochavos de la operación primera hacen en todo 2 onzas 2,20 ochavos de pella por arroba de mineral.

La pérdida de azogue en la primera operación fue 1 1/2 ochavos fuera del consumo y en ésta de 4 1/2 ochavos fuera también del consumo.

Para perfeccionar más la operación anterior dispuse se quemaran también de nuevo los relaves y lamas de la otra arroba de mineral, que se dijo habían estado 6 días en el tonel. Estas pesaron después de bien secas 33 3/4 libras y así mermaron 1 libra 14 onzas fuera de la sal. Su color el mismo que el de los anteriores pero más rosado. Se mezclaron con 7 libras de sal y se metieron al horno.

Las dos primeras horas estuvieron muy incómodos porque corrían como si fuera agua al menearlos lo que atribuyo a la gran cantidad de selenita que se había formado. A las tres horas y media cuando se asentaron empezó a manifestarse el gusto de herrumbre pero sin ser corrosivo, lo que denota que se consumió toda la sal en la primera operación. Se continuó así hasta las 10 horas, y mantuvo constante el mismo gusto. Al principio quiso tomar el color pardo pero cayó luego y tomó colorado claro, el cual fue oscureciéndose a medida que adelantó la operación. De cuando en cuando dejaba caer el fuego y entonces manifestaba sobre el mineral como una llama morada fosfórica. Echó mucho humo negruzco y estuvo bastante húmedo e hinchado pero sin impedir el ROSEN-

TARSE. Sin embargo no pude evitar el que aposillara bastante. A las 10 horas manifestó un gusto corrosivo y picante que extrañé bastante, y como no sabía a qué atribuirlo sino es al cobre, continué el fuego, pero al poco rato noté que el gusto al mismo tiempo era amargo y como alcalino, y que este gusto y el anterior sólo lo tenía cuando se sacaba la prueba cuando tenía candelada fuerte, y sospeché que habiéndose acabado de destruir el cobre la sal empezaba a destruirse en la destilación del ácido marino por el intermedio del hierro y así suspendí el fuego que se había mantenido como una hora después de que se manifestó este gusto. A poco rato de suspendido el fuego, todavía ROSIENTE, ya no tenía el mismo gusto sin el de sal. Aunque bajó bien ? el mineral, esto mientras se mantenía con fuego, porque al enfriarse siempre suelta.

Después de frío pesó 34 libras 3 onzas de las que las 5 libras 1 onza de posillo. Su color era color pardusco mucho más claro que el que presentó en la primera calcinación. El aposillar tanto lo atribuyo a la mucha humedad que despide el yeso o selenita en su quema.

Se echaron las 29 libras 4 onzas sin aposillar, sólo con 8 libras de azogue y el agua correspondiente. Al rato de movimiento presentó una LIS regular poco gris y con muy poco empañado en el azogue.

Se sacó el azogue y se exprimí a las 6 horas de movimiento y dio 1,53 ochavos de pella que en los pocillos corresponde a 1,79; y agregado esto a lo sacado en la primera operación hacen 2 onzas 0,40 ochavos. Hubo en esta operación 14 1/2 ochavos de azogue de pérdida fuera del consumo.

Viendo que la mucha cal no producía el efecto de destruir el azufre y calcinar bien el cobre y que al contrario tenía el inconveniente de aumentar casi de una mitad el volumen y peso del mineral, y que también aumentaba el aposillar, tomé otro rumbo y dispuse que mientras disponía de un horno de MUELA para ensayar se quemase una arroba de metal crudo sin cal. Se le dio fuego fuerte desde el principio y a las tres horas había mudado el color y tiraba a colorado un poco pardusco, se continuó el fuego del mismo modo removiendo el mineral de continuo con el rastrillo, el color colorado duró muy poco y fue ennegreciéndose de modo que una hora después ya estaba negro y parecía pólvora, tanto por su color, como por lo granuloso, bien que el grano era muy fino y suave al tacto.

No presentó novedad alguna en las 22 horas de fuego que recibí, ni por que se dejase enfriar algo ni por haber suspendido el fuego en toda una noche, su color fue uno mismo con corta diferencia. Al principio cuando se empezó a poner negro se veían algunas partes verdosas que sin duda eran las moléculas de cal que tomaron este color por los humos del cobre, pero luego se

volvieron blanco gris y aún se veían así después de la quema. Pesó después de frío 26 1/4 libras por lo tanto aumentó 1 1/4 libras. No tenía gusto alguno.

Mezclé este mineral así quemado con 3 libras de cal y le di fuego 10 horas. Sin embargo que esta cantidad de cal dio a toda la masa un color cenizoso, a poco rato de fuego se fue volviendo negro, y estuvo así hasta el fin. Lo que se consiguió fue que éste quedara un poco gris, pero esto debe atribuirse a la mayor cantidad de cal que tenía. Después de frío pesó 28 3/4 libras por consiguiente mermó 1/2 libra.

Dos ochavos de este mineral mantener al fuego ordinario de copelación en la ? por espacio de 5 horas perdió tres granos que hacen 2 u 8 por ciento. Su color negro tomó un viso pardusco.

Habiendo puesto 2 ochavos del mineral ? y molido que había servido para las experiencias anteriores al mismo fuego que el precedente y a igual tiempo se ? que aumentó 1 1/2 granos que hace 1 ó 4 por ciento. Todo él estaba como aposillado en un ? pero fácil de partirse y reducirse a polvo, pero éste granuloso. Su parte superior estaba de un color de verde de oliva o cardenillo con algunos puntos blancos, en su interior el color era pardo rojizo.

2 ochavos de mineral ya calcinado con 5 libras de cal por arroba que consta en la FOJAS ?, y que la mitad o las 33 libras 6 onzas se volvieron a calcinar por espacio de 8 horas y tomaron un color amarillo pardusco, puesto bajo de la ? por espacio de 4 1/2 hora perdió 3 1/4 granos que hacen 3,65 por ciento. Salió aposillado como el anterior. Su color igual pardo rojizo poco gris.

Viendo que lo rebelde de este mineral proviene de la mezcla de la blenda negra que es todo el de esta mina con la pirita cobriza más o menos abundante y conociendo por otros experimentos que hice anteriormente lo imposible de calcinar aquella en piedra por los métodos ordinarios y mientras no destruyese de antemano la segunda por un fuego continuado de muchos días nunca llegaría a destruirla enteramente en el horno de viento en un espacio de tiempo moderado dispuse hacer los experimentos siguientes.

Cojí un pedazo de mineral cuajado blendoso con puntas de MARJAGA PIRITA DE COBRE en que no se percibían sino tal quel HOYITA DE ESPATO CALIZO interpuestos entre la blenda. Molí dos ochavos y las puse debajo de la MUFLA por espacio de 5 1/2 horas y mermaron 13 1/4 granos que hacen 9,20 por ciento. Las puse de nuevo en el mismo horno 4 1/2 horas y salieron con el mismo peso y sin alteración alguna. Su color pardo con mezcla de negro y un poco amarillo. El tacto bastante suave y salió poco adherente.

Como la cal que contiene pudo aumentar su peso. Puse dos onzas del mismo pedazo dividido en 6 partes casi iguales bajo la MUFLA por espacio de 10 horas. La superficie de ellos había perdido el aspecto que tenían y estaban azules con brillante metálico y algunas manchas coloradas. Su forma era la misma y no se habían pegado unos a otros, sin embargo que se tocaban. Partido un pedacito parecía que no había tenido mudanza alguna en su interior, porque la blenda tenía la forma y brillantez metálica de antes, solo que tiraba un poco más a pardo que antes de ponerla al fuego. Lo que sí había desaparecido enteramente era la pirita cobriza y donde estaba se veían unos hoyitos encrespados negros. Mermó en esta operación 1 1/2 ochavos que hacen 9,375 por ciento.

Se molieron 2 ochavos de estos pedacitos y se pusieron en la MUFLA por espacio de 6 horas y mermaron 10 gramos que hacen 6,944 por ciento que con la anterior merma llega a 16,319 por ciento. Su color era pardo con un viso de colorado. Su tacto suavísimo y no estaba adherente o ?. Tenía todas las señales de una perfecta calcinación. Comparado este experimento con el que se halla en la plana anterior hace conocer que la cal cuando está muy diseminada o repartida en el mineral se ampara con facilidad del ácido vitriólico y se convierte en selenita y aumenta el peso, pero al mismo tiempo es causa de que se aglutine el mineral esto es que se apose.

Se volvieron a poner los 12 ochavos y 15 gramos quedaron de los pedacitos de las 2 onzas, en la MUFLA el tiempo de 5 1/2 horas y mermaron 24 gramos que hace 2,73 por ciento. En este estado ya los pedacitos partidos no presentaban su brillantez metálica sino es un poco en el centro, lo demás estaba de color pardo.

En 4 1/2 horas más mermó el resto 16 gramos que hacen 1,871 por ciento y agregada esta pérdida con la anterior a la pérdida primera hace en todo 13,976 por ciento. Los pedacitos mantenían todavía en su centro parte de la blenda sin descomponer.

Se molieron, estos pedazos y se pusieron dos ochavos en la mufla y estuvieron rosientes 4 1/2 horas en las cuales perdió 2 3/4 gramos que hacen 1,91 por ciento y con la pérdida anterior 15,886. Su color negro pardusco salió suelto pero el tacto no lo tenía tan suave como el que se quemó antes.

En vista de estos experimentos determiné abandonar el método de la cal, y procurar la calcinación preparatoria más perfecta que pudiera. Para esto eché mano de una porción de mineral que se había quemado anteriormente en piedra pero en pedazos de 2,4 y hasta 6 libras. Su aspecto interior parecía que no había tenido quema alguna, y aun reducido a polvo tenía el mismo color que el crudo de los experimentos anteriores pero no se le percibía la pirita cobriza sólo si en su lugar unas manchas o puntos

negros no muy desemejantes a la mina de cobre gris negruzca.

Molido este mineral puse dos ochavos en el horno de ensayos de la COPELA y en 4 horas que estuvo perdió 6 1/2 gramos que corresponde a 4,? por ciento. Salió un poco duro o agregado y de color cenizoso con viso de pardo. Molido y vuelto a poner en la mufla 4 1/2 horas mermó 1/2 gramos que con los anteriores hace 6,771 por ciento. Su color casi lo mismo que antes sólo que éste tenía un viso también de colorado. El tacto granuloso un poco áspero.

Se pusieron a quemar de primera quema ? de este mineral y se le dio fuego 11 horas. En las 6 primeras no se revolvió y se halló que se había formado un costrón como de una pulgada de grueso que se deshacía con facilidad entre los dedos. El mineral que estaba debajo tenía el mismo color que cuando se echó al horno y al menearlo después dio olor fuerte a azufre. Las 5 horas restantes se continuó de modo que se le metía dos o tres veces leña y después se dejaba caer el fuego y que la superficie del mineral que estaba rosiente ? un poco para menearlo, porque observé que su superficie estaba negra cuando se sacó la prueba rosiente, y que dejándolo así enfriar tomaba un color pardo encarnado. Pesó 50 libras 13 1/2 onzas. Su color el mismo que el que sacó en el horno de copelación pero un poco más claro. Su tacto regular un poco granuloso.

Se quemaron otras dos arrobas por espacio de 11 horas, siguiendo el rumbo que se observó en las 5 horas últimas de las dos anteriores. Pesaron después de frías 50 libras 13 onzas. Su color el mismo que la anterior sólo que tiraba más a pardo amarilloso.

Se quemaron de nuevo las dos primeras arrobas porque ensayados dos ochavos por el método ya mencionado, perdieron en 5 horas 9 granos que corresponde a 6,25 por ciento. Duró la quema 11 horas, y se siguió el régimen último ya citado. Pesaron las dos arrobas 51 libras 1 onza, salió de color pardo negruzco, y de tacto más suave que en la primera quema. El color del ensayo de los dos ochavos salió de un gris más oscuro que el del ensayo anterior por el mismo método.

Se quemaron del mismo modo las otras dos arrobas y pesaron 50 libras 2 onzas. Su color pardo amarilloso; el tacto más suave que el de los anteriores.

Se juntaron las dos operaciones y después de bien revuelto se sacó la cuarta parte, 25 libras 4 3/4 onzas, a las que se le echaron 2 1/2 libras de sal, y se quemó en el horno. La operación se hizo muy bien, a la hora de estar con fuego empezó a humedecerse e hincharse, y se manifestó el gusto de cobre que después fue aumentando hasta que llegó a ser muy corrosivo. Aunque hinchó bastante se mantuvo suelto, y sin aposillarse, al contrario se observaba que a medida que adelantaba la operación

va destruyéndose lo granuloso del mineral y reduciéndose a polvo muy suelto de modo que lejos de hacer resistencia al ? parecía que se estaban meneando copos de algodón. En cuanto al color fue poniéndose muy pardo y perdiendo el viso amarillo, pero cuando empezó a caer el gusto fuerte de cobre fue tomando un viso de colorado y al fin quedó en colorado pardo oscuro que tiraba a morado. Duró la operación 10 horas; luego que se empezó a mitigar el gusto fuerte de cobre empezó también a bajar y soltarse. Sin embargo al fin quedó todo con un gusto, aunque poco, de herrumbre, que encaraba el gusto de la sal cuando se sacaba la prueba rosiente pero después de frío el mineral se le percibía más que el aquella. Pesó 23 libras y no tuvo sino unas onzas de posillo que por el color se veía que no pertenecían a esta operación sino que eran algunas costras de otras anteriores, por consiguiente mermó 2 libras 4 3/4 onzas y además el peso de la sal.

Se echaron al tonel las 23 libras con 1/2 de sal y 8 de azogue y el agua correspondiente; la LIS que presentó fue gruesa un poco aplomada, se recogía con facilidad pero no era abundante. A las 6 horas había disminuido mucho la LIS y sólo tenía tal cual grano pero todavía empañado un poco. Se sacó y exprimió el azogue a estas horas, y la pella pesó 5 ochavos ? gramos. Se hace incomprendible que pareciendo la calcinación más perfecta que se había hecho tanto por su color, suavidad y demás circunstancias, haya dado tan corto producto. La LIS fue bastante grande en el lavado y tardó en recogerse hubo 2 ochavos de azogue de pérdida fuera del consumo. En la boca principal del horno de depósito una materia de color de azufre aunque más verdosa.

Sospechando que contendría todavía el cobre mucho azufre y que por esta razón se había destruido enteramente la sal dispuse que se quemaran las dos partes de las tres que quedaban todavía otras 11 horas siguiendo el rumbo de las quemadas anteriores, con la diferencia que en esta se le dio un fuego mucho más fuerte que en las anteriores y sólo se meneó unas 5 ó 6 veces en toda la operación, despidió mucho olor de azufre mezclado con herrumbre de cobre. Pesó después de frío 48 libras 11 3/4 onzas por consiguiente mermó 1 libra 13 3/4 onzas. Su color con corta diferencia el mismo que el que tenía antes de entrar a esta calcinación el pardo parecía un poco más negruzco. No se le percibía gusto alguno.

Se puso la mitad de este mineral o las 24 libras 5 7/8 onzas a calcinación con 4 libras de sal. Empezó a humedecerse y a manifestarse el herrumbre al mismo tiempo que en la operación anterior ? 12 vuelta aunque lo húmedo no impidió que se le diera fuego fuerte se observó que no estaba tan suelto como en aquella y que sacando una prueba se aglutinaba en una masa, y parecía aposillado, pero después de frío no costaba trabajo deshacerla entre los dedos, esto lo atribuyo a la grande cantidad de

sal que está como fundida dentro del horno y se torna en una masa luego que sale al ambiente, pero como está diseminada en toda la masa del mineral con facilidad se destruye su agregación; esto mismo se observó en la operación anterior ya citada pero en grado mucho más remiso, y esto en la primera hora de estar húmedo. Continuó bastante hinchado y con el gusto fuerte de cobre hasta las 6 horas; como entonces hubiese bajado bastante, pero como no estaba bastante suelto, y que el gusto de cobre lo tenía todavía, dispuse echarle otra 1 1/2 de sal para lo que lo dejé que se apagara lo rosiente de él, y saqué un par de paladas a las cuales incorporé la sal y lo volví a meter en el horno. Cuando empezó a rosentarse, se hinchó de nuevo y a poco rato volvió el gusto de cobre, y también en el fenómeno de aglutinarse, que antes de echar la sal era muy tenue. Se le dio así fuego dos horas y notando entonces que había bajado y que no echaba humo el horno sino cuando se le metía nueva leña sin embargo de estar rosiente el mineral, y que dejando enfriar o apagar éste ya no se le percibía el gusto de herrumbre sino el de la sal, dispuse suspender la quema, aunque el mineral no estaba muy suelto, y que el gusto de cobre se manifestara mientras estaba rosiente. Es de notar que en esta y en la otra operación ya citada el hierro del rastrillo se ponía blanco con el vapor del horno, vi que el polvo que cubría las paredes de la puerta por fuera, era del mismo color que en la otra, aunque al parecer más abundante. Pesó el mineral después de frío 24 3/4 libras por consiguiente mermó 9 7/8 onzas fuera del peso de las 5 1/2 libras de sal. Su color pardo con un viso de colorado, pero igual o parejo, salió sin posillo, granuloso, pero suave. Mientras duró la quema se mantuvo un poco más oscuro.

Se pusieron las 24 3/4 libras en el tonel con 1/2 de sal 8 de azogue y el agua correspondiente. Tomaron menos LIS que la operación anterior, o casi nada, sólo se veían granos perceptibles que no habían perdido nada de su brillantez natural. Se sacó y exprimió el azogue a las 6 horas de movimiento y dio 4 1/4 onzas de pella y hubo de pérdida de azogue fuera del consumo 5 3/4 ochavos.

Viendo que este medio no producía buen efecto y que aún sería muy costoso por mayor por el gran consumo de sal, revolví las 14 libras 5 7/8 onzas que quedaron de la operación anterior (esto es, de las 48 libras 11 3/4 onzas) con las 25 libras 4 3/4 onzas resto de las cuatro arrobas de que se trata en la hoja 12 y a la mitad o 24 libras 13 1/4 onzas le eché 2 1/2 libras de sal, 1/2 de cal y 1 1/2 de piedra de cal molida y lo metí en el horno; estuvo sin humedecerse 1 1/2 horas, y poco antes era preciso que la superficie estuviese rosiente para que se viera EMPOMADA esta, estando lo de debajo echo polvo. A las 2 1/2 horas manifestó un gusto amargo, a las 3 1/4 con este último tenía también un picante corrosivo, y estaba un poco aglutinado y echaba mucho humo. Estuvo así hasta las 4 1/2 en que empezó a minorarse el gusto co-

rosivo, y en su lugar empezó a tomar un gusto dulce hasta las 5 1/4 en que se le quitó éste y no se percibía sino el de la sal. Se mantuvo constantemente hinchado hasta que empezó a quitársele el gusto corrosivo y después fue bajando poco a poco, pero no soltó enteramente al fin de la operación. Pesó después de frío 24 libras 10 1/2 onzas por consiguiente mermó 2 3/4 onzas fuera del peso de la cal y la sal, no tuvo pocillos, su color pardo gris bastante oscuro con viso de colorado. El tacto granuloso pero suave.

Se puso este mineral en el tonel con los mismos materiales que en las demás operaciones. Al principio tuvo un LIS regular poco empañado de gris, luego fue minorando pero a las 4 horas tenía bastante azogue esparcido en granos menudos y con su color metálico. Se sacó el azogue y exprimió y dio 3 1/4 ochavos. La pérdida de azogue no se anotó. Con la otra mitad se hizo lo mismo solo que se le echaron 2 1/2 libras de sal, 1 de cal y 1 1/2 de piedra. En la quema y en el tonel se comportó del mismo modo, con la diferencia que el gusto amargo duró más tiempo, estuvo menos corrosivo el picante, se sacó o remató la operación sin que perdiera enteramente el gusto dulce. Pesó 26 libras 9 8/4 onzas, por consiguiente aumentó 1 libra 12 1/2 onzas su color más claro que el de la operación anterior. El azogue estuvo más empañado al principio de la operación, pero al fin aclaró y aumentó lo mismo. Pesó la pella 3 1/4 ochavos. Hubo 3 2/4 ochavos de azogue de pérdida fuera del consumo. Calciné 1/2 arroba de mineral del mismo que sirvió a los dos ensayos primeros de hojas primera y segunda en un tiesto sin mezcla alguna, a manera de tostadillo sin llama, hasta que tomó un color amarillo que tiraba a pardo, y que tenía diseminadas algunas partículas negras, que sospecho serían cobrizas. Pesó después de esta operación 13 libras 10 onzas con una pérdida de 1 libra 2 onzas. Le eché después 2 libras de sal 1 1/2 de cal y 1 de piedra de cal molida, y lo puse a calcinar en el horno de reverbero, presentó los mismos fenómenos que la última operación y no tuvo más diferencia sino que la prueba que se sacaba se endurecía mucho formando pelotillas si se dejaba enfriar sin deshacerlas, pero todavía calientes se deshacían con facilidad. Atribuyo esto a la cantidad de sal derretida que en la cal o yeso forman una argamasa dura al enfriarse, pues dentro del horno parece que están sueltas. Duró la operación 5 horas y lo saqué cuando todavía tenía el gusto dulce, y a poco rato de habérsele quitado el picante agrio. He llegado a sospechar que el gusto dulce resulta de la mezcla del mineral calizo con la sal de GLAUBERIO, pues se observa sobre todo cuando se emplea mucha cal. Es regular que si esto es así, que el ácido muriático no ceda la cal al ácido vítríolico por la vía seca, y que esta trasmutación se haga en el tonel cuando se le echa el agua. Después de frío no se le percibía más que un salado suave. Pesó 16 libras de las cuales 15 onzas de posillo por consiguiente mermó el peso de la sal y dos onzas más.

REFERENCIAS

- ALONSO-BARBA, Alvaro (1646): «El Arte de los metales». Madrid.
- AMAYA, José Antonio (1983): «Bibliografía de la Real Expedición Botánica del Nuevo Reino de Granada». Bogotá.
- AMAYA, José Antonio (1986): «Mutis». Madrid.
- ANCIZAR, Manuel (1942): «Peregrinación del Alpha. 1850-1851». Bogotá.
- ARANGO, Jesús (1967): «Geografía física y económica del Quindío». Armenia.
- BATEMAN, Alfredo: «Apuntes para la historia de la ciencia en Colombia».
- BARGALLO, Modesto (1955): «La minería y la metalurgia en la América española colonial». México.
- BARRAS DE ARAGON, Francisco (1955): «Documentos referentes a Mutis y a mi tiempo». Madrid.
- BECKER, Jerónimo (1921): «El Nuevo Reino de Granada en el siglo XVIII». Madrid.
- BRADING, David: «La minería de la plata en el siglo XVIII». Berkley.
- CALDAS, Francisco José de (1942): «Semanario del Nuevo Reino de Granada». Bogotá.
- CALDAS, Francisco José de (1966): «Obras completas». Bogotá.
- CALDAS, Francisco José de (1966): «Universidad del Cauca. Semana Caldas 1816-1966».
- CAMARGO, Gabriel (1961): «Del barro al acero». Boyacá.
- CASTAÑEDA, Paulino (1976): «El tema de las minas en la ética colonial española». León.
- CASTILLO, Antonio del (1871): «Memoria sobre las minas de azogue de América». México.
- CODAZZI, Agustín (1958): «Geografía física y política», tomos II y IV. Bogotá.
- COLMENARES, Germán (1975): «Cali: Terratenientes, mineros y comerciantes. Siglo XVIII». Cali.
- COMISION COROGRAFICA: «Album de la Comisión Corográfica». Hojas de Cultura Popular Colombiana. Bogotá.
- COMPILACION (1960): «Recursos minerales de Colombia». X. Bogotá.
- GREDILLA, Federico (1911): «Biografía de José Celestino Mutis».
- GONZALEZ, Marcos (1985): «Francisco José de Caldas y la Ilustración en la Nueva Granada». Bogotá.

- HERNANDEZ DE ALBA (1983): «Mutis Bosio, José Celestino. Archivo Epistolar». Bogotá.
- HERNANDEZ, Víctor (1941): «Estudio paralelo de la legislación minera chilena y colombiana». Santiago de Chile.
- LLINAS, Juan Pablo (1982): «Mutis, el hombre y sus sueños». Bogotá.
- MAC GREEVEY, William (1968): «Tierra y trabajo en la Nueva Granada, 1760-1845». Berkley.
- MESEGUER, José: «El esfuerzo minero de España en el Nuevo Mundo». Madrid.
- OLANO, Antonio (1913): «La propiedad minera». Bogotá.
- PELAYO, Francisco (1990): Artículo: «La adquisición de las técnicas mineras en la España de la Ilustración (1770-1800). Ciencia, Técnica y Estado en la España Ilustrada». Zaragoza.
- PEREZ, Enrique (1983): «José Celestino Mutis y la Real Expedición Botánica». Instituto Colombiano de Cultura. Bogotá.
- PEREZ, Enrique (1954): «Recursos naturales de Colombia». Bogotá.
- PINTO, Jorge (1981): «Las minas de azogue de Punitaqui». Estudio de una faena minera de fines del siglo XVIII». Coquimbo, Chile.
- RESTREPO, José Manuel (1952): «Memoria sobre amonedaación de oro y plata. 1753-1859». Bogotá.
- RESTREPO, Vicente (1952): «Estudio sobre las minas de oro y plata de Colombia». Banco de la República. Bogotá.
- SELECCION SAMPER ORTEGA (1935): «Historia de la Nueva Granada». Núm. 31. Bogotá.
- SERVICIO HISTORICO MILITAR. SERVICIO GEOGRAFICO DEL EJERCITO (Zapatero López, Juan Manuel, y García Baquero, Manuel) (1980): «Cartografía y relaciones históricas de ultramar. Tomo V. Colombia, Panamá y Venezuela».
- SILVA, Renán (1984): «Contribución a una bibliografía especializada». Instituto Colombiano de Cultura Hispánica. Bogotá.
- TORRES LANZAS, Pedro (1985): «Relación descriptiva de planos». Madrid.
- TORO, Alfonso (1966): «El Quindío, perfil histórico y socioeconómico». Bogotá.
- TUDELA DE LA ORDEN, José (1970): «La minería y la metalurgia de la América Española». Congreso internacional de minería. León.
- URIBE, Antonio (1984): «Estudio y explotación del territorio nacional». Instituto de Investigaciones Geológico-Mineras. Bogotá.
- URIBE, Manuel (1885): «Geografía general. Compendio histórico del Estado de Antioquia». París.
- URICOECHEA, E. (1860): «Mapoteca Colombiana». Londres.
- VARGAS, Pedro (1953): «Pensamientos políticos. Bogotá».
- WEST, Robert (1972): «La minería de aluvión en Colombia durante el período colonial». Bogotá.
- WEST, Robert (1952): «Colonial placer mining in Colombia». Michigan.

Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXXVII Campamento para Prácticas de Geología «Pirineo Central 1991»

Por L. M.^a RIOS ARAGÜES,
J. M. CHARLET, J. M. GALERA FERNANDEZ, D. BARETTINO FRAILE y F. BODEGA BARAHONA

INTRODUCCION

Del 3 al 21 de julio de 1991 tuvo lugar el 37.º Campamento para Prácticas de Geología en el Pirineo organizado por el equipo de Geología de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de la Universidad Politécnica de Madrid, con el patrocinio de esta Escuela y el apoyo del Instituto Tecnológico GeoMinero de España.

El Campamento, ideado y promovido por D. José M.^a Ríos García en el año 1955, ha venido ofreciendo todos los años, en julio, a los alumnos de este y otros centros, la posibilidad de realizar prácticas de Geología en campo, en un terreno, el Pirineo Central, muy instructivo, con gran calidad de afloramientos y panorámicas, y con todos los grados de dificultad.

Uno de los objetivos que se fijaron los Campamentos fue el de contribuir al conocimiento y cartografía de las partes más ignotas e inaccesibles, en aquel entonces, de la Cordillera Pirenaica. Desde 1955 se fueron sucediendo diversos equipos de instructores y de dirección en campo.

En 1973 el primero de los firmantes de esta nota tuvo el honor y la suerte de poder aceptar el hacerse cargo de la dirección docente en campo, e investigadora, de los Campamentos para asegurar la continuidad en los trabajos que el Grupo de Geología ha venido realizando en base a los datos recopilados en los mismos. Tras diversas revisiones del estado del conocimiento de los diversos sectores incluyendo el de las Universidades holandesas, realizadas por el Grupo, y tras numerosas campañas de campo, complementarias a las salidas con los alumnos en el marco de los Campamentos, se ha podido completar la cartografía del Pirineo Central y precisarla sobre los fotogramas aéreos 1:30.000. Al finalizar el año 1991 podemos decir con íntima satisfacción que hemos realizado la primera versión de seis Hojas del Mapa Geológico Nacional 1:50.000 (programa MAGNA; Sallent-145, Bujaruelo-146,

Liena-147, Broto-178, Bielsa-179, Benasque-180) y partes sustanciales de otras como las del Paleozoico y Sierras Cretáceo-Paleocenas de las Hojas de Ansó-144 y Zuriza-118, así como hemos sentado las bases de la correcta estratigrafía y paleogeografía del Devoniano, sistema el de mayor complejidad, de esas áreas y otras conexas (Tesis Doctoral de J. M. Galera: Premio Especial de la Real Academia de Doctores, 1987/88). Este legítimo orgullo sabemos que es también el de D. José M.^a Ríos García, a quien gustosamente hemos dedicado la culminación de todos estos trabajos que dan forma al proyecto que él inició con tanto entusiasmo.

En este momento se puede decir que hemos cubierto el Pirineo oscense y parte del leridano (ver mapa de situación adjunto), el de mayores cumbres y desniveles y de gran variedad de temas geológicos. Esta labor se ha hecho, además, manteniendo unas relaciones y constructivas discusiones con nuestros colegas franceses del país limítrofe, con el propósito de que la frontera no fuera una línea de discontinuidad en la comprensión de la Geología a uno y otro lado.

Desde 1989 el Campamento ya no mantiene su gran componente de «descubrimiento» de áreas ignotas para nosotros, sino que ha venido a transformarse en un cursillo de campo itinerante en esta transversal de la Cordillera. Nos ha parecido conveniente mantener este escenario para este objetivo. Por un lado se muestra la Geología de las más bellas páginas del Pirineo. Por otra parte, se propone y se anima a los alumnos a realizar ciertos ejercicios personales en campo, de dificultad variable, según un planteamiento conveniente y en condiciones de afloramiento excelentes.

Como recuerdo de este Campamento hemos rodado un vídeo de 50 minutos de duración. Por otra parte, con fondos remanentes del Campamento, hemos podido adquirir

un vídeo-proyector portátil que venimos utilizando en el aula en algunas ocasiones, y que puede permitir en actividades de campo el ocupar algunas tardes en la divulgación audiovisual de algunos temas.

AGRADECIMIENTOS

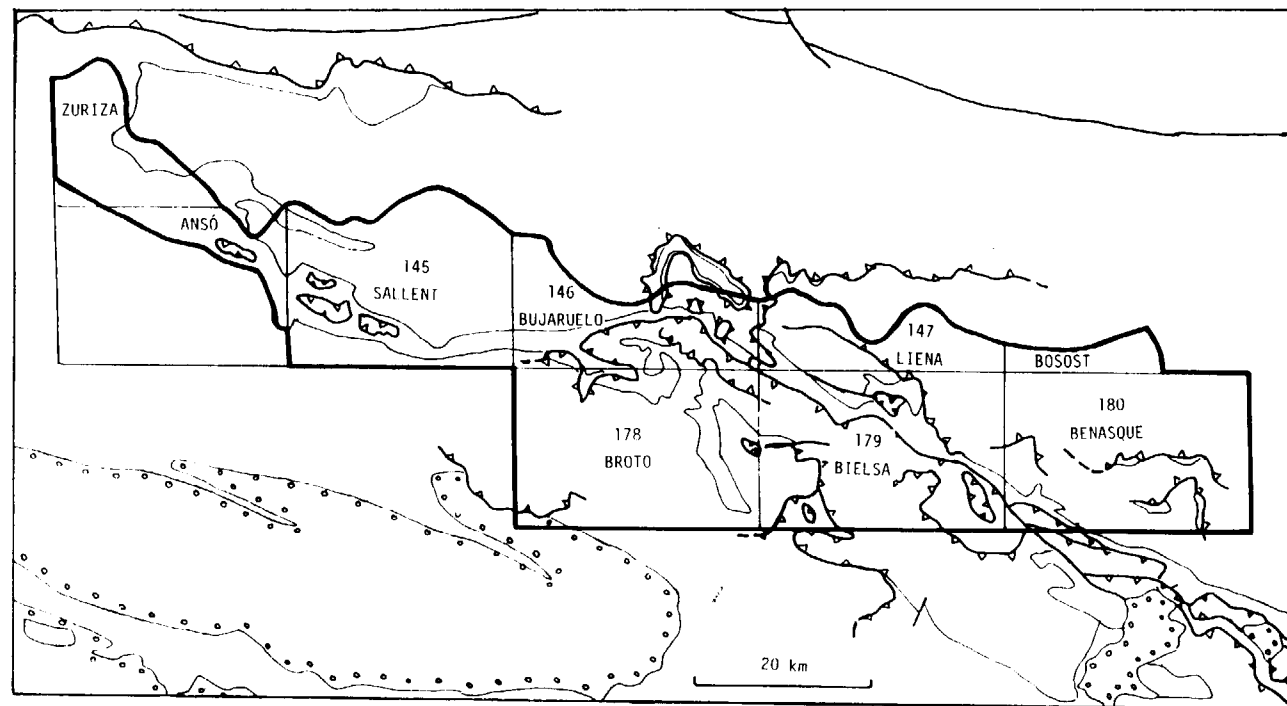
Una vez más agradecemos profundamente las ayudas de personas y de Organismos y Empresas colaboradoras. Sin su ayuda, éste y cada uno de los Campamentos no hubieran sido posibles:

A la dirección de la Escuela por su apoyo y subvención.

Al Instituto Tecnológico GeoMinero de España por su ayuda, la cual incluye la prestación de un titulado, Daniel Barrettino, como instructor, y un vehículo todoterreno con conductor, Fernando Llorente.

A las numerosas empresas que generosamente apoyan económicamente esta actividad. Este año, Geocontrol, S. A. nos prestó un vehículo todoterreno.

A Julián Vega Esteban, Maestro de Laboratorio, que una vez más ha prestado su eficiente colaboración como secretario.



DESARROLLO DEL CAMPAMENTO

Día 3. Recepción en Hecho (Huesca). Instructores: Luis M.ª Ríos y José Miguel Galera.

Día 4. Recorrido del valle de Hecho desde la cabecera del río Aragón Subordán (Permiano de Aguas Tuertas), la Selva de Oza (Carbonífero-Permiano), la angostura de la Boca del Infierno (Cretáceo-Paleoceno) hasta las proximidades de San Pedro de Siresa (megacapa olistostrómica dentro del flysch eoceno).

Día 5. Transversal de la Cadena desde el Oligoceno de San Juan de la Peña, por las margas de Jaca y el flysch eoceno, hasta los contrafuertes meridionales del macizo de Aspe (Cretáceo - Paleoceno).

Día 6. Estancia en la base. Recomendaciones. Instrucciones. Objetivo del Campamento. Planteamiento de los problemas y ejercicios de los días siguientes. Entrenamiento en la utilización del estereoscopio de bolsillo.

Día 7.—Subida a un punto de panorámica entre los valles de Hecho y de Aragüés del Puerto. Cartografía sobre fotogramas aéreos de las unidades visibles desde ese punto sobre las laderas sur de Agüerri, Visaurín y Bernera.

Día 8. Levantamiento de un corte estructural en el flysch de Aragüés del Puerto. Restitución y dibujo del mismo, por la tarde, en dicho pueblo.

Día 9. Cambio de base: Traslado al valle del Cinca visi-

tando el valle de Tena y el de Ordesa. Frente de la unidad de Monte Perdido y anticlinal de Boltaña.

Noche en Morillo de Tou (cerca de Ainsa).

Día 10. Valle de Pineta. Introducción a la tectónica de mantos. Ventana tectónica de La Larri. Unidades de Monte Perdido y de Gavarnie. Por la tarde: Charla sobre el ciclo alpino en el Pirineo. Planteamiento del siguiente ejercicio.

Día 11. Análisis de la estructuración interna de la Unidad de Monte Perdido desde Bielsa a Escalona. Vista de la unidad del Cotiella desde Puértolas.

Día 12. Recorrido sobre el cañón de Añisclo desde Plana Canal hasta Cuello Vicato. Estructuras de la fase Monte Perdido y de la fase Gavarnie.

Día 13. Traslado a Castejón de Sos recorriendo el Eoceno de Ainsa y el corte del potente Cretáceo del río Esera. Llegada de Daniel Barrettino. Abdellah El Haji, de la Facultad Politécnica de Mons, se incorpora al grupo.

Día 14. Descanso.

Día 15. Introducción a los rasgos estratigráficos y estructurales del Paleozoico. Corte del Devoniano al norte de Cerler. Siluriano entre el puente de San Jaime y la presa de Paso Nuevo. Panorámica desde el collado de Sahún.

Día 16. Recorrido por el Eoceno, Cretáceo y Jurásico del

río Noguera Ribagorzana. Ejemplos de cuerpos sedimentarios. Por la tarde: Charla sobre el ciclo hercínico en el Pirineo. Planteamiento del ejercicio del día siguiente.

Día 17. Corte tectónico por el Devoniano de la cresta al norte del collado de Gelada. Por la tarde: construcción del corte en gabinete.

Día 18. Recorrido por el Devoniano ascendiendo por el curso del río Isábena. Interferencia de pliegues de fases hercínicas. Efecto sobre los elementos estructurables medibles. Por la tarde: Charla del profesor Charlet, quien se ha incorporado al grupo, acerca de los granitos de La Maladeta-Bohí.

Día 19. Vallibierna. Apuntamientos de gabro en la Sierra Negra. Metamorfismo de contacto del macizo granítico de La Maladeta sobre el Devoniano, Corneanas con almandino. Paragénesis calcárea con grosularia y diópsido.

Día 20. Granodiorita y granito de La Maladeta. Subida hasta el lago de Llosas. Tormenta de principio de tarde que precipita el regreso.

Día 21. Recogida del material. Comida final de despedida. Dispersión del grupo.

Día 22. Salida de Castejón de Sos de los últimos componentes.

Noticias

CAMILO CARIDE, NUEVO DIRECTOR GENERAL DEL ITGE

El pasado 5 de diciembre de 1991, el Consejo de Ministros nombró a Camilo Caride de Liñán director general del Instituto Tecnológico GeoMinero de España. Su antecesor, Emilio Llorente Gómez, deja el ITGE después de cuatro años largos de gestión, volviendo a su cátedra de la E. T. S. de Ingenieros de Minas de Madrid, con dedicación parcial al haber sido nombrado director general del Consulting del Banco General (Grupo BANESTO).

Desde 1985, Camilo Caride actuó como director general de OCICARBON (Oficina Coordinadora para la Investigación en el Carbón), Gestión del Programa I+D del carbón incluido en el PIE; coordinación entre los sectores mineros, utilizador investigador y de bienes de equipo; conexión con otros programas nacionales y multinacionales, en especial los de la CE.

El nuevo director del ITGE fue anteriormente director de Gestión de Proyectos de la Empresa Nacional ADARO de Investigaciones Mineras (ENADIMSA), y responsable de la

ejecución de toda la cartera de proyectos de la empresa del INI.

Asimismo, fue responsable de Minería no Energética en el sector de Siderurgia, Metalurgia y Minería del Instituto Nacional de Industria.

Desde 1985 es miembro del Comité Ejecutivo en el proyecto de Investigación del Carbón de la Agencia Internacional de la Energía (AIE); de la Comisión de Investigación Técnica (CRT), del Comité de Estudios de Productos de Carbón de Europa Occidental (CEPCEO) y desde 1986 es miembro de la Comisión de Investigación del Carbón (CRC), de la CE.

Es autor de numerosas publicaciones y conferencias sobre geología hullera y tecnología del carbón, actuando asimismo como vocal del Consejo Asesor de la Fundación Gómez Pardo desde 1988 y del Consejo Rector de la Asociación de Investigación Tecnológica de Equipos Mineros (AITEMIN), desde 1991.

EL DOCTOR LOPEZ DE AZCONA, PREMIO CARRACIDO

En la solemne sesión inaugural (16 de enero) del curso 1992, de la Real Academia de Farmacia, le fue entregada al Ingeniero de Minas Juan Manuel López de Azcona la Medalla Carracido, destinada a premiar trabajos farmacéuticos, y de ciencias afines. Es la primera vez, desde la creación de esta distinción, que se concede a un ingeniero. El académico López de Azcona promovió (1963) la creación de la «Comisión para el estudio de las aguas minero-

medicinales, de la que fue su presidente hasta su dimisión (1991), por su edad avanzada. Entre los valiosos trabajos de la Comisión figura la publicación de 21 monografías y la organización del equipo autor de las mismas, formado por destacados especialistas en los campos de la historia, geografía, geología, hidrogeología, edafología, análisis físicos, químicos, nucleares y microbiológicos; vidas vegetal y animal, y clínica balnearia.

CURSOS ABIERTOS DE FORMACION DE PERSONAL DEL ITGE

Dentro del Programa de Actividades de Formación de Personal del ITGE para 1992, destacamos aquí los cursos a celebrar en el presente cuatrimestre, incluyendo en el pró-

ximo número los restantes. No se menciona el II Master de Tecnología Hidrogeológica por haber dado amplia referencia del mismo en el número 5, septiembre-octubre 1991.

II CURSO DE GEOLOGIA APLICADA A LA INGENIERIA Y A LA EDIFICACION

A celebrar en Madrid del 10 al 14 de febrero de 1992.

Organizado por el ITGE (Area de Ingeniería GeoAmbiental), con la colaboración de la Fundación «Gómez Pardo».

CONTENIDO

Bases geológicas e hidrogeológicas

- Formaciones superficiales y suelos.
- Geomorfología aplicada.
- Macizos rocosos.
- Hidrogeología.

Tecnologías del Terreno

- Sondeos y ensayos «in situ».
- Tecnología geofísica aplicada a obras civiles.
- Drenaje.

Cartografía

- Geotécnica para la construcción.
- De peligrosidad y riesgos naturales.

Aplicaciones (Modelos geológicos)

- Materiales (áridos, préstamos, escolleras).
- Cimentaciones.
- Diseño antisísmico.
- Taludes naturales, taludes excavados en viales, carreteras, FF. CC. y canales.
- Túneles y espacio subterráneo urbano e infraestructural.
- Presas.
- Ríos.
- Costas y puertos.
- Centrales nucleares.
- Almacenamiento de residuos radioactivos.
- Protección y conservación de monumentos.

V CURSO DE CIENCIAS E INGENIERIA DEL MEDIO AMBIENTE GEOLOGICO

A celebrar en Madrid, del 23 al 27 de marzo de 1992.

Organizado por el ITGE (Area de Ingeniería GeoAmbiental), con la colaboración de la Fundación «Gómez Pardo».

CONTENIDO

Conceptos básicos de Medio Ambiente

- Problemática del Medio Ambiente en España.
- Legislación ambiental.
- Concepción actual del Medio Ambiente.
- Metodología de los estudios del Medio Ambiente.
- La ordenación del territorio.
- Introducción a la biogeografía de España.

Gestión de recursos geológicos y mineros

- Gestión integral y conservación de recursos hídricos.
- Usos y conservación de suelos.
- Gestión de recursos mineros no energéticos y Medio Ambiente.
- Gestión de recursos energéticos y Medio Ambiente.
- Georrecursos culturales:
 - * Patrimonio histórico - Arqueológico y Medio Ambiente.

Riesgos geológicos y naturales

- Socioeconomía de los riesgos geológicos en España.
- Riesgos geodinámicos internos.

- Riesgos geodinámicos externos.
- Riesgos climáticos.
- Riesgos derivados de la actividad humana sobre el clima.

Evaluación y corrección de impactos ambientales

- Evaluación del impacto ambiental.
- Evaluación y corrección del impacto ambiental de la minería.
- Contaminación de suelos.

III CURSO GENERAL DE EVALUACION Y CORRECCION DE IMPACTOS AMBIENTALES

A celebrar en Madrid, del 20 al 24 de abril de 1992.

Organizado por el ITGE (Area de Ingeniería GeoAmbiental), con la colaboración de la Fundación «Gómez Pardo».

CONTENIDO

La problemática ambiental en España.

Conceptos básicos de Medio Ambiente

- Conceptos básicos de Ecología.
- Dinámica de los ecosistemas naturales.
- Ecosistemas frágiles en España.

Identificación y evaluación de impactos ambientales

- Procedimiento de EIA.
- Concepto de impacto ambiental y su evaluación.
- Identificación y evaluación de I. A. sobre la Gea.
- Identificación y evaluación de I. A. sobre la flora y la fauna.
- Identificación y evaluación de I. A. socioeconómicos.
- Corrección de I. A. y proyecto.
- Bases cartográficas para evaluación de I. A.
- Los peligros naturales en la E. I. A.
- Caso práctico de E. I. A.

- Contaminación de aguas.
- Contaminación por residuos sólidos.
- Vertido controlado de residuos sólidos urbanos.
- Almacenamiento definitivo de los residuos radiactivos.

Cartografía GeoAmbiental

- Aplicación de la teledetección a problemas de Medio Ambiente.
- Cartografías geoambientales y geocientíficas.
- Geología, Medio Ambiente y Ordenación del Territorio.

Legislación ambiental

- El R. D. 1131/88, de evaluación de I. A.
- Legislación ambiental general y específica.

Técnicas generales de corrección y restauración

- Restauración ecológica y paisajística.
- Depuración de efluentes gaseosos y líquidos.
- Tratamiento y eliminación de residuos tóxicos y peligrosos.
- Contaminación acústica.

Problemas específicos de proyectos sometidos a E. I. A.

- Industrias químicas, petroquímicas y siderúrgicas.
- Centrales térmicas.
- Centrales nucleares.
- Almacenamiento de residuos radiactivos.
- Vías de transporte.
- Grandes presas.
- Puertos y obras en el litoral.
- Almacenamiento y eliminación de residuos tóxicos y peligrosos.
- Primeras repoblaciones.
- Agricultura.
- Minería a cielo abierto.

II CURSO DE INTRODUCCION A LA INGENIERIA DE RESIDUOS SOLIDOS INDUSTRIALES Y URBANOS

A celebrar en Madrid, del 25 al 29 de mayo de 1992.

Organizado por el ITGE (Area de Ingeniería GeoAmbiental) y Universidad Politécnica de Madrid. E. T. S. de Ingenieros de Minas.

CONTENIDO

Caracterización de los residuos sólidos industriales y urbanos.

Gestión de los residuos sólidos urbanos (RSU)

- Recogida de los RSU.
- Transporte de los RSU.
- Sistemas de eliminación de los RSU.
- Tipos de vertederos controlados de RSU.
- Diseño, construcción y sellado de vertederos controlados de RSU.

- Gestión de vertederos controlados de RSU.
- Control de efluentes en vertederos.
- Plantas de incineración de RSU. Tipos y tecnologías.
- Plantas de reciclaje de RSU.

Gestión de los residuos sólidos industriales

- Recogida y transporte de los residuos industriales.
- Sistemas de eliminación de los residuos industriales.
- Plantas de incineración de los residuos industriales.
- Plantas de tratamiento físico-químico de residuos sólidos, tóxicos y peligrosos.
- Vertederos controlados de residuos sólidos, tóxicos y peligrosos.

Selección técnica y ambiental de emplazamientos para vertederos controlados de residuos sólidos industriales y urbanos.

SEMINARIO SOBRE EVALUACION DE IMPACTO AMBIENTAL

Durante los días 23 y 24 de enero de 1992 se celebró en la ciudad de Granada el Seminario sobre Evaluación de Impacto Ambiental, organizado por el Ilustre Colegio Oficial de Geólogos (ICOG) y el Colegio Oficial de Biólogos (COB).

Más de 200 profesionales del medio ambiente asistieron a las conferencias, ponencias, debates y mesas redondas sobre diversos aspectos de la Evaluación de Impacto Ambiental (E. I. A.).

La conferencia inaugural estuvo a cargo del Ilmo. Sr. D. Fernando Martínez Salcedo, Presidente de la Agencia del Medio Ambiente de la Junta de Andalucía. A lo largo de la exposición se expusieron temas de gran actualidad, como la Nueva Directiva Comunitaria de E. I. A., el anteproyecto de Ley sobre E. I. A. del gobierno andaluz, así como numerosos aspectos técnicos y diversas reflexiones sobre la realidad de los E. I. A. (la calidad, los costes, la consulta previa, etc...).

Durante el resto de la primera jornada se expusieron las ponencias correspondientes a los ámbitos núms. 1 y 2 del seminario sobre «Significado y alcance de la E. I. A.» y «Aplicabilidad de la E. I. A.», respectivamente. La primera ponencia, defendida por Herminio Picazo Córdoba (COB-Murcia), en representación del grupo de trabajo mixto (ICOG-COB), que la había elaborado. En la segunda hizo lo propio Gisela Loran Benavent (COB-Barcelona).

Tras las exposiciones respectivas, se establecieron sendos coloquios con una nutrida participación, entre los asis-

tentes al seminario y la totalidad de los miembros de los grupos de trabajo de las ponencias.

En la segunda jornada se dedicó la mañana a la exposición y debate de las ponencias correspondientes a los ámbitos núms. 3 y 4, es decir, «Formación de los profesionales» y «Regulación profesional».

Las exposiciones estuvieron a cargo de José Chacón Montero (ICOG-Granada), junto con José Luis Rosía Campos (COB-Granada), y Angel Jaramillo (COB-Madrid), respectivamente.

Estos ámbitos fueron, si cabe, aún más animados que los anteriores, con una extraordinaria fluidez y participación en los debates.

La tarde se dedicó a la exposición de más conclusiones preliminares del seminario, por parte del Comité Organizador, y a un debate general sobre las mismas.

Posteriormente la clausura del seminario se realizó con intervenciones del Presidente del ICOG (en nombre de los dos Colegios organizadores) y el presidente de la Sociedad Geológica de España, D. Jorge Cívís, que realizó una amable invitación a proseguir los debates sobre Medio Ambiente en el próximo III Congreso Geológico de España y VIII Latinoamericano de Geología, que se celebrarán en Salamanca en junio de 1992.

El Comité organizador del seminario ha estado formado por A. Alarcón, E. Baeza, M. Barón, J. J. Durán, A. Fraguas, J. A. Martín-Vivaldi y A. Morales.

Notas bibliográficas

GEOLOGIA GENERAL

910200. **Fundamentos de Teledetección espacial.** CHUVIECO, E.
Rialp, S. A. (1990), 453 pp., 270 ref., esp., bibl. ITGE.
* Tratado, Teledetección.

GEOLOGIA REGIONAL

910043. **La geología de la región del sinforme de Verín, Cordillera Herciniana, NO de España.** FARIAS, P.
Serie Nova Terra (1990), núm. 2, 201 pp., 280 ref., esp., bibl. ITGE.
* Tesis doctoral, Granito, Granito de dos micas, Granito biotita, Composición calcoalcalina, Roca metamórfica, Pliegue sinforme, Tectónica superpuesta, Geometría, Microtectónica, Cinemática, Metamorfismo regional, Metamorfismo de contacto, Polimetamorfismo, Orogenia hercínica, Provincia Orense, Macizo Galicia.
910044. **La geología del sector occidental del Complejo de Ordenes, Cordillera Hercinica, Noroeste de España.** DIAZ GARCIA, F.
Serie Nova Terra (1990), núm. 3, 230 pp., 225 ref., esp., bibl. ITGE.
* Tesis doctoral, Micasquisto, Gneis, Anfibolita, Gabro, Composición máfica, Ultrabasita, Roca metasedimentaria, Análisis mayores, Análisis elemento traza, Tectónica superpuesta, Metamorfismo regional, Metamorfismo térmico, Orogenia hercínica, Provincia La Coruña, Macizo Galicia.

ESTRATIGRAFIA

910018. **Los ostrácodos del tramo inferior de la formación «Arcillas de Gibraleón» (Gibraleón, provincia de Huelva, SO España).** GONZALEZ REGALADO, M. L., y RUIZ MUÑOZ, F.
Rev. Soc. Geol. Esp. (1990), vol. 3, núm. 1-2, 23-31, 30 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Fauna ostrácodos, Sedimentación marina, Medio talud marino, Paleotemperatura, Paleobatimetría, Mioceno Sup., Tortoniense, Messiniense, Cuenca Guadalquivir, Provincia Huelva.
910019. **Yacimientos inéditos de carofitas que contribuyen a fijar el límite Cretácico-Terciario en el Pirineo Catalán.** MASRIERA, A., y ULLASTRE, J.
Rev. Soc. Geol. Esp. (1990), vol. 3, núm. 1-2, 33-41, 31 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Límite estratigráfico, Flora carofitas, Flora algas, Cretácico, Terciario, Biostratigrafía, Montsech, Provincia Lérida, Pirineos españoles.
910022. **El Mioceno Medio en el área de Níjar, Almería, España.** SERRANO, F.
Rev. Soc. Geol. Esp. (1990), vol. 3, núm. 1-2, 65-77, 35 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.
* Mioceno Medio, Sedimentación marina, Medio pelágico, Magmatismo, Ciclo sedimentario, Discordancia, Fauna foraminíferos, Biostratigrafía, Zona Bética, Provincia Almería.
910023. **Nuevos datos sobre la edad de las formaciones Miocenas transgresivas sobre las zonas internas Béticas: La formación de San Pedro de Alcántara.** AGUADO, R.; FEINBER, H.; DURAND DELGA, M.; MARTIN ALGARRA, A.; ESTERAS, M., y DIDON, J.

Rev. Soc. Geol. Esp. (1990), vol. 3, núm. 1-2, 79-85, 18 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Burdigaliense, Datación, Nanofósil, Asociación fósil, Sedimentación marina, Transgresión, Variación nivel, Tectónica sinsedimentaria, Alpujarras, Zona Bética, Provincia Málaga.

910030. **Sedimentología y paleogeografía del Terciario en el Área de San Esteban de Gormaz-El Burgo de Osma (Soria).** RAMOS MARTIN, M. C., y ALONSO GAVILAN, G.
Rev. Soc. Geol. Esp. (1990), vol. 3, núm. 1-2, 167-179, 29 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Terciario, Sedimentación fluvial, Río anastomosado, Llanura aluvial, Paleogeografía, Tectónica sinsedimentaria, Paleoclima, Cuenca Duero, Provincia Soria.

CUATERNARIO

910046. **Mapa del Cuaternario de España, esc. 1:1.000.000.** PEREZ GONZALEZ, A.; CABRA, P.; MARTIN SERRANO, A. (Coord.).
ITGE (1989), 279 pp., esp., SP. ITGE.

* Memoria explicativa, Mapa geológico, Cuaternario, España.

900048. **Clima y vegetación.** RUBIO, J. M.
Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1.000.000, ITGE (1989), 21-29, 15 ref., esp., res. ing., SP. ITGE.
* Clima, Vegetación, Cuaternario, Península Ibérica.

910051. **Visión general de la arqueología del Pleistoceno.** SANTONJA, M.
Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1.000.000, ITGE (1989), 71-85, 19 ref., esp., res. ing., SP. ITGE.
* Pleistoceno, Paleolítico, Yacimiento arqueológico, España.

910052. **El límite inferior del Pleistoceno.** AGUIRRE, E.
Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1.000.000, ITGE (1989), 87-94, 40 ref., esp., res. ing., SP. ITGE.
* Límite estratigráfico, Pleistoceno, Fauna, Medio marino, Medio litoral, Medio continental, España.

910054. **La Cornisa Cantábrica.** HOYOS, M.
Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1.000.000, ITGE (1989), 105-118, 17 ref., esp., res. ing., SP. ITGE.
* Cuaternario, Relieve estructural, Límite estratigráfico, Duna costera, Sedimentación marina, Terraza, Depósito glaciar, Macizo Galicia, Arco Asturiano, Región Cantábrica.

910055. **Pirineo.** SERRAT, D.
Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1.000.000, ITGE (1989), 119-124, 20 ref., esp., res. ing., SP. ITGE.
* Cuaternario, Abanico fluvial, Glacis, Coluvión, Depósito glaciar, Pirineos españoles.

910056. **Sistema Costero Catalán.** SERRAT, D.

Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1.000.000, ITGE (1989), 125-128, 7 ref., esp., res. ing., SP. ITGE.

* Escala estratigráfica, Cuaternario, Sedimento lacustre, Cadena Costero Catalana.

910057. **Depresión del Ebro.** GUTIERREZ ELORZA, M., y PEÑA, J. L.
Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1.000.000, ITGE (1989), 129-139, 33 ref., esp., res. ing., SP. ITGE.
* Cuaternario, Aluvión, Coluvión, Glacis, Terraza, Corteza calcárea, Cuenca Ebro.

910058. **La Cordillera Ibérica.** GUTIERREZ ELORZA, M., y PEÑA, J. L.
Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1.000.000, ITGE (1989), 141-151, 27 ref., esp., res. ing., SP. ITGE.
* Cuaternario, Aluvión, Coluvión, Depósito glaciar, Periglacial, Glacis, Corteza calcárea, Travertino, Macizo Ibérico.

910059. **Depresión del Duero.** MOLINA, E., y PEREZ GONZALEZ, A.
Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1.000.000, ITGE (1989), 153-161, 19 ref., esp., res. ing., SP. ITGE.
* Cuaternario, Depósito glaciar, Aluvión, Terraza, Eluvión, Glacis, Corteza calcárea, Cuenca Duero.

910060. **El Sistema Central.** DE PEDRAZA, J.
Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1.000.000, ITGE (1989), 163-173, 25 ref., esp., res. ing., SP. ITGE.
* Cuaternario, Depósito glaciar, Aluvión, Terraza, Turba, Coluvión, Glacis, Hercínico Centro.

910061. **Depresión del Tajo.** PEREZ GONZALEZ, A.; CABRA, P., y ANCOCHEA, E.
Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1.000.000, ITGE (1989), 175-186, 36 ref., esp., res. ing., SP. ITGE.
* Cuaternario, Aluvión, Terraza, Sedimento lacustre, Duna, Glacis, Travertino, Roca volcánica, Cuenca Tajo.

910062. **Montes de Toledo y Extremadura.** MARTIN SERRANO, A., y MOLINA, E.
Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1.000.000, ITGE (1989), 187-200, 16 ref., esp., res. ing., SP. ITGE.
* Cuaternario, Suelo, Suelo hidromorfo, Raña, Abanico fluvial, Coluvión, Montes de Toledo, Extremadura, Hercínico Centro.

910063. **Área Bética y Levante.** GOY, J. L.; ZAZO, C., y BAENA, J.
Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1.000.000, ITGE (1989), 209-221, 14 ref., esp., res. ing., SP. ITGE.
* Cuaternario, Límite estratigráfico, Neotectónica, Depósito glaciar, Sedimento lacustre, Terraza, Llanura aluvial, Turba, Coluvión, Glacis, Aluvión, Terraza marina, Flecha litoral, Zona Bética.

910064. **Islas Baleares.** DEL OLMO, P.
Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1.000.000, ITGE (1989), 223-232, 11 ref., esp., res. ing., SP. ITGE.
* Pleistoceno, Holoceno, Sedimentación continental, Sedimentación marina, Sedimentación eólica, Baleares.

910065. **Islas Canarias.** MECO, J.
Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1.000.000, ITGE (1989), 233-243, 28 ref., esp., res. ing., SP. ITGE.

* Pleistoceno, Holoceno, Sedimentación marina, Colada lava, Piroclástico, Sedimentación eólica, Terraza, Llanura aluvial, Canarias.

910066. **Margen Continental.** REY, J., y MEDIALDEA, T. *Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1.000.000, ITGE* (1989), 245-269, 64 ref., esp., res. ing., SP. ITGE.

* Cuaternario, Sedimentación margen continental, Medio margen continental, España.

GEOLOGIA MARINA

910291. **Anuario de Mareas 1991.** INST. HIDROG. DE LA MARINA.

Anu. Mareas (1991), 215 pp., esp., bibl. ITGE.

* Anuario, Mareas, Península Ibérica, Ceuta, Canarias, Marruecos, Sahara, Guinea Ecuatorial.

GEOLOGIA DEL INGENIERO

910015. **Stop a la contaminación marina.** DIAZ, A.

Mar (1990), núm. 279, 18-21, esp., bibl. ITGE.

* Protección medio ambiente, Medio marino, Cooperación internacional, CEE, Marruecos.

910035. **El papel del técnico en la conservación y restauración.** GARCÍA DE MIGUEL, J. M., y SANCHEZ CASTILLO, L.

Roc Maquina (1989), núm. 8, 15-21, esp., bibl. ITGE.

* Edificio, Piedra de construcción, Material ornamentación, Acción preventiva, Contaminación, Alteración meteórica.

910041. **La investigación de rocas ornamentales en el ITGE.** MUÑOZ DE LA NAVA, P.

Roc Maquina (1989), núm. 8, 115-127, esp., bibl. ITGE.

* Informe actividad, Material ornamentación, Piedra de construcción, Prospección minera, Planificación, Proyecto, Inventario, ITGE.

910042. **La pizarra: Seguridad y belleza.** GONZALEZ CUELLAS, E.

Roc Maquina (1989), núm. 8, 129-138, esp., bibl. ITGE.

* Pizarra sustancia, Material de ornamentación, Piedra de construcción, Propiedad física, Propiedad mecánica.

910187. **Energía y medio ambiente.** SIERRA, J.

Oilgás (1990), núm. 271, 51-54, esp., bibl. ITGE.

* Cooperación internacional, CEE, Gas carbónico, Energía, Protección medio ambiente.

910188. **La industria petroquímica y el medio ambiente.** *Oilgás* (1990), núm. 271, 55-60, esp., bibl. ITGE.

* Industria, Petroquímica, Residuo industrial, Residuo peligroso, Protección medio ambiente.

910194. **La limpieza y protección de la piedra natural.** PARROT, J.

Roc Maquina (1990), núm. 12, 41-44, esp., bibl. ITGE.

* Piedra construcción, Edificio.

910196. **Ecologismo.** SEGURA CERDA, V.

Roc Maquina (1990), núm. 12, 73-75, esp., bibl. ITGE.

* Cantera, Legislación, Estudio impacto medio.

910197. **Reunión en Madrid: el problema medio ambiental como tema de fondo.**

Roc Maquina (1990), núm. 12, 77-87, esp., bibl. ITGE.

* Cantera, Estudio impacto medio, Piedra construcción, Granito sustancia, Producción, Mercado, Demanda, Provincia Madrid.

910300. **Características geotécnicas de las rocas.** DORA, A.; HERNANDO, R., y LOPEZ SANCHEZ, M.

Cant. explot. (1990), núm. 284, 48-53, 8 ref., esp., bibl. ITGE.

* Mecánica roca, Macizo rocoso, Ensayo laboratorio, Ensayo «in situ», Módulo Young, Módulo elasticidad, Resistencia compresión, Propiedad geotécnica.

910302. **El medio ambiente y la contaminación.**

Entiba (1989), núm. 5, 12-17, esp., bibl. ITGE.

* Protección medio ambiente, Contaminación, Vertido controlado, Agua superficie, Agencia Medio Ambiente.

910303. **Cinco años de gestión Medio Ambiental.** SUAREZ MARCOS, A.

Entiba (1989), núm. 5, 18-19, esp., bibl. ITGE.

* Protección medio ambiente, Institución, Política Estado, Informe actividad, Agencia Medio Ambiente, España.

910304. **La Comunidad Europea y la protección del medio ambiente.** CERVILLO, P.

Entiba (1989), núm. 5, 20-21, esp., bibl. ITGE.

* Protección medio ambiente, Política Estado, Programa, CEE.

PALEONTOLOGIA: VERTEBRADOS

910050. **Vertebrados del Pleistoceno continental.** AGUIRRE, E.

Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1.000.000, ITGE (1989), 47-69, 77 ref., esp., res. ing., SP. ITGE.

* Fauna vertebrado, Asociación fósil, Medio continental, Paleoclima, Biotopo, Pleistoceno Inf., Pleistoceno Medio, Pleistoceno Sup., Holoceno, España.

PALEONTOLOGIA: INVERTEBRADOS

910027. **Variación en las asociaciones de foraminíferos bentónicos abisales en el D.S.D.P site 135 durante el Pleistoceno Superior.** FRANCES, G.; SIERRA, F. J.; CIVIS, J., y FLORES, J. A.

Rev. Soc. Geol. Esp. (1990), vol. 3, núm. 1-2, 127-135, 42 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Fauna foraminíferos, Nanofósil, Paleoclima, Paleoceano-grafía, Variación espacial; Circulación termohalina, Taxón bentónico, Taxón planctónico, Pleistoceno Sup.

910045. **Madreporarios eocénicos de Castellolí y de la Sierra de Malvals.** REIG ORIOL, J. M.

71 pp., 62 ref., esp., res. ing., fr., bibl. ITGE.

* Hexacoralla, Priabonense, Eoceno Sup., Provincia Barcelona.

TECTONICA

910026. **Cizallamientos subverticales posteriores a la segunda fase de deformación hercínica al sur de Salamanca, Zona Centro Ibérica.** DIEZ BALDA, M. A.; GARCIA CASQUERO, J. L.; MONTESERIN LOPEZ, V.; NOZAL MARTIN, F.; PARDO ALONSO, M. V., y ROBLES CASAS, R.

Rev. Soc. Geol. Esp. (1990), vol. 3, núm. 1-2, 117-125, 22 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Zona cizallamiento, Falla vertical, Geometría, Tectónica superpuesta, Orogenia hercínica, Hercínico Centro, Provincia Salamanca.

910028. **Structural evolution of the Moine Thrust Belt in Northern Assynt (NW Scotland): Balanced cross sections and faults rocks.** HERNALIZ, P. P.

Rev. Soc. Geol. Esp. (1990), vol. 3, núm. 1-2, 137-159, 56 ref., ing., res. esp., bibl. ITGE.

* Falla extensión, Cabalgamiento, Tectónica imbricada, Milonita, Cataclastita, Escama tectónica, Hébridias, Escocia.

910031. **Aplicación del estudio petroestructural del cuarzo al establecimiento de las relaciones esfuerzo-deformación en tectonitas y sus implicaciones en la dinámica de las zonas de cizalla. Ejemplo del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico, SO España).** ABALOS, B., y EGUILUZ, L.

Rev. Soc. Geol. Esp. (1990), vol. 3, núm. 1-2, 181-197, 47 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Cuarzo, Tectonita, Deformación plástica, Deformación dúctil, Petrofábrica, Dimensión grano, Recristalización, Zona cizalla, Hercínico Sur, Provincias Badajoz, Córdoba.

910034. **La prolongación hacia el sur de las fosas y desga-**

rres del norte y centro de Europa: una propuesta de interpretación. SANZ DE GALDEANO, C.

Rev. Soc. Geol. Esp. (1990), vol. 3, núm. 1-2, 231-241, 44 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Fracturación, Falla, Fosa tectónica, Falla litosférica, Falla horizontal, Secundario, Terciario, Mar Mediterráneo Oeste, Europa.

910047. **El marco geológico y tectónico.** CAPOTE, R., y DE VICENTE, G.

Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1.000.000, ITGE (1989), 9-19, 28 ref., esp., res. ing., SP. ITGE.

* Geología histórica, Extensión tectónica, Neotectónica, Tectónica placas, Península Ibérica.

HIDROLOGIA. HIDROGEOLOGIA

910001. **Características químicas de los recursos hídricos subterráneos de abastecimiento de los regadíos del sur de la provincia de Valladolid.** DE BENITO, A., y MOMPIN, A.

Invest. agrar., Prod. prot. veg. (1990), vol. 5, núm. 2, 273-285, 12 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Calidad agua, Agua subterránea, Irrigación, Provincia Valladolid.

MINERALOGIA: SILICATOS

910298. **Estabilidad térmica de la montmorillonita. Trancos conteniendo pilares de alúmina y alúmina-óxido de lantano.** TRILLO, J. M.; ALBA, M. D.; CASTRO, M. A.; POYATO, J., y TOBIAS, M. M.

Bol. Soc. Esp. Cerám. Vidr. (1990), vol. 29, núm. 5, 345-351, 20 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Montmorillonita, Montmorillonita Trancos, Grupo arcilla mineral, Fórmula estructural, Dato MEB, Difracción RX, Espectro RX, Espectro IR, Estabilidad, Análisis térmico, Sierra de Gador, Provincia Almería.

PETROLOGIA ROCAS SEDIMENTARIAS

910016. **Sustituciones isomorfas de las montmorillonitas.** SIGUIN, D.; FERREIRAS, S., y FROUFE, L.

Rev. metal. (1990), vol. 26, núm. 4, 239-246, 13 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Montmorillonita, Grupo arcilla mineral, Bentonita sustancia, Isomorfismo, Cambio ión, Humedad, Composición mineral, Fórmula, Resistencia compresión, Coeficiente correlación.

910021. **Composición mineralógica de las arcillas del Cretácico Medio de los flyschs de Ubrique y del Corredor del Boyar (Complejo del Campo de Gibraltar): Implicaciones paleogeográficas.** LOPEZ GALINDO, A., y MARTIN ALGARRA, A.

Rev. Soc. Geol. Esp. (1990), vol. 3, núm. 1-2, 53-64, 26 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Flysch, Calcita, Arcilla, Illita, Esmectita, Mineral interestratificado, Cristalinita, Dato RX, Aptiense, Albiense, Cenomaniense, Zona Bética, Provincia Cádiz.

910025. **Estudio comparativo entre las areniscas paleozoicas y triásicas de la Isla de Menorca: Evidencias de procesos de reciclado.** ARRIBAS, J.; GOMEZ GRAS, D.; ROSELL, J., y TORTOSA, A.

Rev. Soc. Geol. Esp. (1990), vol. 3, núm. 1-2, 105-116, 34 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Arenisca, Remoción sedimentaria, Análisis modal, Devónico, Carbonífero, Pérmico, Buntsandstein, Isla Menorca, Baleares.

910032. **The Liassic «Lithotis» facies north of Vélez Rubio (Subbetic Zone).** REY, J.; ANDREO, B.; GARCIA HERNANDEZ, M.; MARTIN ALGARRA, A., y VERA, J. A.

Rev. Soc. Geol. Esp. (1990), vol. 3, núm. 1-2, 199-212, 43 ref., ing., res. esp., bibl. ITGE.

* Caliza, Litiosis, Banco arrecifal, Sedimentación marina, Medio agua poco profunda, Litofacies, Paleogeografía, Jurásico Inf., Zona Subbética, Zona Bética, Provincia Almería.

910033. **Los sistemas aluviales miocenos del borde Noroeste de la Cuenca de Madrid: Sector Cifuentes - Las Inviernas (Guadalajara).** ALONSO ZARZA, A. M.; CALVO, J. P.; GARCIA DEL CURA, M. A., y HOYOS, M.

Rev. Soc. Geol. Esp. (1990), vol. 3, núm. 1-2, 213-229, 40 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Abanicos fluviales, Sedimentación fluvial, Paleorelieve, Piedemonte, Paleoclima, Brecha, Conglomerado, Limolita, Modelo, Megaciclo sedimentario, Mioceno, Cuenca de Madrid, Provincia Guadalajara.

PETROLOGIA DE ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

910017. **Microgranular enclaves of the Quintana granodiorite (Los Pedroches batholith). Petrogenetic significance.** CASTRO, A.

Rev. Soc. Geol. Esp. (1990), vol. 3, núm. 1-2, 7-21, 19 ref., ing., res. esp., bibl. ITGE.

* Batolito, Roca huésped, Granodiorita, Enclave roca, Hi-

bridación magmática, Petrofábrica, Análisis mayores, Hercínico Sur, Provincia Badajoz.

910024. **Estudio petrológico del complejo anatóctico de la Peña Negra. Batolito de Avila, España Central.** BEA, F., y PEREIRA, M. D.

Rev. Soc. Geol. Esp. (1990), vol. 3, núm. 1-2, 87-103, 35 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Batolito, Granito, Granito dos micas, Granodiorita, Ortoneis, Migmatitas, Textura, Anatexia, Petrofábrica, Análisis mayores, Sierra de Gredos, Hercínico Centro, Provincia Avila.

910029. **Minerales accesorios de Fe y Ti en las intrusiones alcalinas de Tamargada. La Gomera (Islas Canarias).** RODRIGUEZ, J. A.; DE LA NUEZ, J., y MARTINEZ FRIAS, J.

Rev. Soc. Geol. Esp. (1990), vol. 3, núm. 1-2, 161-166, 13 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Sienita, Intrusión, Magnetita, Ilmenita, Pirlita, Pirrotina, Diagrama equilibrio, Análisis químico, Composición alcalina, Metamorfismo débil, Isla Gomera, Canarias.

910036. **El corte de granito con disco de diamante.** BURGESS, R. R.

Roc Maquina (1989), núm. 8, 22-35, esp., bibl. ITGE.

* Granito sustancia, Propiedad física, Ecuación matemática, Dureza, Resistencia mecánica, Abrasión, Diamante comercial.

YACIMENTOLOGIA DE SUSTANCIAS NO METALICAS

910067. **Explotaciones de rocas y minerales industriales.** PERALTA, M.; DIAZ RODRIGUEZ, L. A., y CALDERON, V.

Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1.000.000, ITGE (1989), 271-279, esp., res. ing., SP. ITGE.

* Grava, Arena, Arcilla, Turba, Evaporita, Travertino, Yeso, Calcarenita, Lapilli, Cuaternario, España.

910189. **Metodología de investigación de Piedras Naturales: Granitos.** MUÑOZ DE LA NAVA, P.; ROMERO, J. A.; RODRIGUEZ, I.; GARCIA ROMERO, E.; CRESPO, A.; CARRION, F., y CARBAYO, M. P.

Roc Maquina (1989), núm. 9, 14-44, 5 ref., esp., bibl. ITGE.

* Material ornamentación, Granito sustancia, Cantera, Calidad, Propiedad mecánica, Propiedad fisicoquímica, Planificación, Prospección minera, Evaluación yacimiento.

910192. **Referencias arqueológicas sobre la explotación de piedras naturales en la época romana de España.** CISNEROS, M.

Roc Maquina (1989), núm. 9, 135-146, 13 ref., esp., bibl. ITGE.

* Material ornamentación, Piedra construcción, Explotación, Histórico, Cantera, Yacimiento arqueológico, España.

910292. **Caracterización mineralógica e histórica de Lari-mar de Barahona (República Dominicana).** FUERTES, J., y GARCIA GUINEA, J.

Bol. Inst. Gemol. Esp. (1990), núm. 32, 6-12, 14 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Pectolita, Inosilicato, Yacimiento hidrotermal, Gema, Mineralización, Análisis químico, Propiedad física, República Dominicana.

910293. **Trifilita gema.** COZAR, J. S.; SARMIENTO, L., y BARBOSA, J. E.

Bol. Inst. Gemol. Esp. (1990), núm. 32, 31-36, 6 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Trifilita, Fosfato, Gema, Análisis químico, Dato RX, Propiedad física, Inclusión fluido, Minas Gerais.

910294. **Ultimos yacimientos y sus perspectivas mundiales.** BAROT, N. R.

Bol. Inst. Gemol. Esp. (1990), núm. 32, 43-47, esp., bibl. ITGE.

* Gema, Yacimiento mineralógico, Explotación, Perspectiva, Mundo.

ENERGIA

910184. **El mercado de lubricantes en 1989.**

Oilgas (1990), núm. 271, 35-40, esp., bibl. ITGE.

* Aceite pesado, Mercado, España.

910186. **Nueva planta de lubricantes de Shell España en Tarragona: la más moderna de Europa.**

Oilgas (1990), núm. 271, 42-46, esp., bibl. ITGE.

* Aceite pesado, Industria, Producción, Provincia Tarragona.

910295. **Modelo de desarrollo energético de los países del Este.**

Bol. mens. inf. UNESA (1990), 31-38, esp., bibl. ITGE.

* Energía, Recurso natural, Consumo, Producción, Carbón, Hidrocarburo, COMECON.

910296. **Recursos, producción y demanda de uranio.**

Bol. mens. inf. UNESA (1990), 39-43, esp., bibl. ITGE.

* Uranio sustancia, Reserva, Producción, Coste, Previsión, Demanda, Mundo.

910297. **La política energética y la crisis del Golfo.** LEVY, J. D.

Bol. mens. inf. UNESA (1990), 45-53, esp., bibl. ITGE.

* Energía, Política de Estado, Gas natural, Petróleo. Protección medio ambiente, Lluvia ácida, Francia.

SUELOS

910049. **Formaciones edáficas.** GALLARDO, J., y MARTIN DE VIDALES, J. L.

Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1.000.000, ITGE (1989), 31-45, 27 ref., esp., res. ing., SP. ITGE.

* Clasificación, Suelo, Zoneografía suelo, España.

910053. **Galicia.** VIDAL, J. R.

Mapa del Cuaternario de España, escala 1:1.000.000, ITGE (1989), 95-104, 21 ref., esp., res. ing., SP. ITGE.

* Cuaternario, Depósito glaciario, Periglaciario, Aluviación, Medio litoral, Galicia.

GEOQUIMICA

910020. **Mineralogía y geoquímica de las metapelitas del límite entre las zonas de Ossa Morena y Centroibérica en el área extremeña del Macizo Hespérico.** LOPEZ MUNGUIRA, A.; SEBASTIAN PARDO, E., y NIETO GARCIA, F.

Rev. Soc. Geol. Esp. (1990), vol. 3, núm. 1-2, 43-51, 38 ref., esp., res. ing., bibl. ITGE.

* Metapelita, Análisis mayores, Análisis elemento traza, Cuarzo, Clorita, Feldespato, Mica, Metamorfismo débil, Hercínico Sur, Provincias Cáceres, Badajoz.

910199. **Manual de control analítico de la potabilidad de las aguas de consumo humano.** ESTRADA, P.

Díaz de Santos, S. A. (1986), 262 pp., 32 ref., esp., bibl. ITGE.

* Manual, Análisis químico, Patrón químico, Potabilidad, Agua, Legislación, España.

FISICA DEL GLOBO

910301. **Efemérides Astronómicas 1991.** REAL INST. Y OBSERV. DE LA ARMADA.

Efemér. Astron. (1990), vol. 200, 440 pp., 29 ref., esp., bibl. ITGE.

* Astronomía, Sistema solar, Dato.

MAPAS

910002. **Cap Menorca y Ciutadella (Fornells).** ROSELL, J.; GOMEZ GRAS, D., y ELIZAGA, E.

Mapa geol. Esp., escala 1:25.000 — MAGNA, núm. 617 (bis), 618 (1-2-3), 51 pp., 2 mapas, 246 ref., esp., SP. ITGE.

* Memoria explicativa, Mapa geológico, Devónico, Car-

bonífero, Pérmico, Triás, Jurásico, Cretácico, Mioceno, Cuaternario, Zona Bética, Isla Menorca, Baleares.

910003. **Ses Coves Noves.** ROSELL, J.; GOMEZ GRAS, D., y ELIZAGA, E.

Mapa geol. Esp., escala 1:25.000 — MAGNA, núm. 619 (3), 34 pp., 1 mapa, 246 ref., esp., SP. ITGE.

* Memoria explicativa, Mapa geológico, Devónico, Carbonífero, Pérmico, Triás, Jurásico, Cretácico Inf., Mioceno, Cuaternario, Zona Bética, Isla Menorca, Baleares.

910004. **Cala en Brut, Alaïor, Santandria y Cala en Porter.** ROSELL, J.; GOMEZ-GRAS, D., y ELIZAGA, E.

Mapa geol. Esp., escala 1:25.000 — MAGNA, núm. 645 (bis), 646 (1-2-4), 38 pp., 3 mapas, 246 ref., esp., SP. ITGE.

* Memoria explicativa, Mapa geológico, Devónico, Carbonífero, Pérmico, Triás, Jurásico, Tortonense, Messiniense, Mioceno Sup., Cuaternario, Zona Bética, Isla Menorca, Baleares.

910005. **Mao, illa d'en Colom.** ROSELL, J.; GOMEZ GRAS, D., y ELIZAGA, E.

Mapa geol. Esp., escala 1:25.000 — MAGNA, núm. 647 (3-4), 48 pp., 2 mapas, 246 ref., esp., SP. ITGE.

* Memoria explicativa, Mapa geológico, Carbonífero, Pérmico, Triás, Jurásico, Mioceno, Cuaternario, Zona Bética, Isla Menorca, Baleares.

910006. **Illa de l'Aire.** ROSELL, J.; GOMEZ GRAS, D., y ELIZAGA, E.

Mapa geol. Esp., escala 1:25.000 — MAGNA, núm. 673 (4), 29 pp., 1 mapa, 246 ref., esp., SP. ITGE.

* Memoria explicativa, Mapa geológico, Tortonense, Messiniense, Mioceno Sup., Cuaternario, Zona Bética, Isla Menorca, Baleares.

910007. **Sallent.** RIOS ARAGÜES, L. M.; GALERA, J. M., y BARETTINO, D.

Mapa geol. Esp., escala 1:50.000 — MAGNA, núm. 145, 61 pp., 1 mapa, 117 ref., esp., SP. ITGE.

* Memoria explicativa, Mapa geológico, Silúrico, Devónico, Carbonífero, Pérmico, Cretácico Sup., Paleoceno, Eoceno, Cuaternario, Pirineos españoles, Provincia Huesca.

910008. **Bujaruelo.** RIOS ARAGÜES, L. M.; GALERA, J. M., y BARETTINO, D.

Mapa geol. Esp., escala 1:50.000 — MAGNA, núm. 146, 64 pp., 1 mapa, 107 ref., esp., SP. ITGE.

* Memoria explicativa, Mapa geológico, Silúrico, Devónico, Carbonífero, Pérmico, Triás, Cretácico Sup., Paleoceno, Eoceno, Cuaternario, Pirineos españoles, Provincia Huesca.

910009. **Belorado.** OLIVE, A.; RAMIREZ, J. I., y ORTEGA, L. I.

Mapa geol. Esp., escala 1:50.000 — MAGNA, núm. 201, 38 pp., 1 mapa, 37 ref., esp., SP. ITGE.

* Memoria explicativa, Mapa geológico, Keuper, Jurásico Inf., Cretácico, Oligoceno, Mioceno, Plioceno, Macizo Ibérico, Región Cantábrica, Provincia Burgos.

910010. **Santo Domingo de la Calzada.** OLIVE, A., y RAMIREZ, J. I.

Mapa geol. Esp., escala 1:50.000 — MAGNA, núm. 202, 35 pp., 1 mapa, 19 ref., esp., SP. ITGE.

* Memoria explicativa, Mapa geológico, Keuper, Jurásico Inf., Jurásico Medio, Paleógeno, Neógeno, Cuaternario, Cuenca Ebro, Provincias Burgos, Logroño.

910011. **Nájera.** OLIVE, A.; RAMIREZ, J. I., y HERNANDEZ, A.

Mapa geol. Esp., escala 1:50.000 — MAGNA, núm. 203, 28 pp., 1 mapa, 21 ref., esp., SP. ITGE.

* Memoria explicativa, Mapa geológico, Paleógeno, Neógeno, Pleistoceno, Holoceno, Cuenca Ebro, Provincias Logroño, Alava.

910012. **Anguiano.** RAMIREZ, J. I.; OLIVE, A.; ALVARO, M., y HERNANDEZ, A.

Mapa geol. Esp., escala 1:50.000 — MAGNA, núm. 241, 63 pp., 1 mapa, 63 ref., esp., SP. ITGE.

* Memoria explicativa, Mapa geológico, Precámbrico, Cámbrico, Ordovícico, Triás, Jurásico, Cretácico Inf., Paleógeno, Neógeno, Cuaternario, Cuenca Ebro, Macizo Ibérico, Provincia Logroño.

910013. **Munilla.** HERNANDEZ, A.; RAMIREZ, J. I., y OLIVE, A.

Mapa geol. Esp., escala 1:50.000 — MAGNA, núm. 242, 55 pp., 1 mapa, 48 ref., esp., SP. ITGE.

* Memoria explicativa, Mapa geológico, Keuper, Jurásico, Cretácico Inf., Paleógeno, Neógeno, Cuaternario, Macizo Ibérico, Provincia Logroño.

910014. **Murcia.** ITGE.

Mapa geol. plataf. cont. esp. y zonas ady., escala 1:200.000, núm. 79-79 E, 147 pp., 4 mapas, 180 ref., esp., SP. ITGE.

* Memoria explicativa, Mapa geológico, Mapa estructural, Precámbrico, Primario, Secundario, Paleógeno, Neógeno, Cuaternario, Plataforma continental, Mar Mediterráneo Oeste, Provincias Murcia, Alicante, Almería.

ECONOMIA MINERA

910037. **El mercado griego de mármoles.**

Roc Maquina (1989), núm. 8, 36-52, esp., bibl. ITGE.

* Mármol sustancia, Exportación, Producción, Valor exportación, Cantera, Grecia.

910038. **La normalización como herramienta de gestión.** SOTORRIO, G.

Roc Maquina (1989), núm. 8, 65-74, esp., bibl. ITGE.

* Cooperación Internacional, Legislación, Normalización CEE, Material de construcción, Piedra de construcción.

910039. **El comercio exterior durante el segundo trimestre de 1989 (ligera recuperación).**

Roc Maquina (1989), núm. 8, 75-79, esp., bibl. ITGE.

* Mercado, Estabilización, Valor exportación, Valor importación, Granito sustancia, Pizarra sustancia, Mármol sustancia, España, Mundo.

910040. **Sudáfrica: el mármol de Namaqualand.** CLAASSEN, I.

Roc Maquina (1989), núm. 8, 81-85, esp., bibl. ITGE.

* Mármol sustancia, Material de construcción, Material de ornamentación, Piedra de construcción, Propiedad física, Cantera, República Sudáfrica.

910185. **El Mercado Unico Europeo influirá poco en las actividades petroleras.**

Oilgas (1990), núm. 271, 30-34, esp., bibl. ITGE.

* Petróleo, Mercado, Perspectiva, CEE.

910190. **La debilidad exportadora de piedra natural de España.**

Roc Maquina (1989), núm. 9, 58-67, esp., bibl. ITGE.

* Piedra construcción, Granito sustancia, Mármol sustancia, Pizarra sustancia, Exportación, Importación, Mercado, Mundo, España.

910191. **Aprobadas las I. T. C. sobre seguridad en explotaciones a cielo abierto.**

Roc Maquina (1989), núm. 9, 111-119, esp., bibl. ITGE.

* Explotación, Cielo abierto, Seguridad, Legislación minera.

910193. **¿Es China el productor de granito número 1 del mundo?**

Roc Maquina (1990), núm. 12, 17-22, esp., bibl. ITGE.

* Piedra construcción, Granito sustancia, Exportación, Producción, China.

910195. **El mercado exterior de España: Datos del primer trimestre de 1990.**

Roc Maquina (1990), núm. 12, 61-67, esp., bibl. ITGE.

* Mercado, Importación, Exportación, Piedra construcción, España.

910198. **Mesa redonda sobre el Sector de la Piedra.**

Roc Maquina (1990), núm. 12, 155-160, esp., bibl. ITGE.

* Piedra construcción, Mercado, Previsión, Exportación.

910299. **El impuesto de sociedades y la minería.** GONZALEZ GUIJO, M.

Cant. explot. (1990), núm. 283, 53-60, esp., bibl. ITGE.

* Legislación, Sociedad, Fiscalidad, Mina, España.

NORMAS DE PUBLICACION PARA LOS AUTORES

Los trabajos inéditos que se reciban para su publicación en el BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO serán revisados por un Comité editorial que decidirá si procede su publicación.

Los autores deberán atenerse a las siguientes normas:

Texto.

Se entregará paginado y mecanografiado a doble espacio por una sola cara y con amplios márgenes. Este texto se considerará definitivo, deberá venir leído por el autor y perfectamente puntuado y con las correcciones de las erratas de mecanografía que fuesen precisas. En él serán marcadas las fechas de recepción y aceptación.

Cuando en el trabajo se acompañen figuras, tablas y fotografías, el autor deberá dejar un pequeño espacio con indicación del lugar donde han de intercalarse, si es posible. En los originales de las mismas se reseñará el título del trabajo, así como el nombre de los autores.

Todos los trabajos en lengua española irán precedidos de un breve resumen en español e inglés o francés. Los de idiomas extranjeros lo llevarán en su idioma y también en español. Al final de los mismos, y en párrafo aparte, se incluirán las palabras clave, reservándose el último lugar para la localización geográfica, si la hubiere.

En todo momento los autores conservarán una copia del texto original y figuras.

Idiomas.

Excepcionalmente podrán publicarse trabajos en otros idiomas (preferiblemente inglés o francés), siempre que abarquen temas sobre España y sean de autores extranjeros.

Referencias.

Se incluirá al final de cada trabajo la relación de las obras consultadas por orden alfabético de autores, empleándose las normas y abreviaturas usuales.

Parte gráfica.

La parte gráfica vendrá preparada para ser reproducida a las anchuras máximas de 80 mm. (una columna) y 170 mm. (doble columna). Se evitará en lo posible la inclusión de encartes, así como se reducirá a lo indispensable el número de figuras, tablas y fotografías. En las ilustraciones a escala, ésta se expresará solamente en forma gráfica, con objeto de evitar errores en caso de reducir el original. Todas las figuras irán numeradas correlativamente según su orden de inserción.

Las figuras serán originales y nunca copiativos, delineadas con tinta china sobre papel vegetal. Las tablas, bien presentadas para su reproducción fotográfica. Las fotografías serán positivos en blanco y negro sobre papel brillo y excepcionalmente en color (positivo en brillo o transparencia).

Pruebas.

Serán enviadas a los autores para que realicen las correcciones de erratas de imprenta producidas en la composición, no admitiéndose modificación alguna, adición o supresión al texto original.

Las pruebas serán devueltas por el autor en el plazo máximo de diez días, pasados los cuales la Redacción decidirá entre retrasar el trabajo o realizar ella misma la corrección, declinando la responsabilidad por los errores que pudieran persistir.

Los originales de texto y figuras quedarán en poder de la Redacción.

Tiradas aparte.

Se asignan 30 tiradas aparte con carácter gratuito por trabajo publicado. Cuando el autor desee un número mayor del indicado deberá hacerlo constar por escrito en las pruebas y abonar el precio de este excedente.

La Redacción del BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO introducirá cuantas modificaciones sean necesarias para mantener los criterios de uniformidad y calidad del mismo. De estas modificaciones se informará al autor.

Toda la correspondencia referente a las publicaciones
deberá dirigirse a:

Leopoldo Aparicio Ladrón de Guevara. Instituto Tecnológico GeoMinero de España

Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid

TARJETA DE SUSCRIPCION AL BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO

Boletín Geológico y Minero

Revista bimestral de geología, minería
y ciencias conexas

DIRECCION, REDACCION Y PUBLICACION

Instituto Tecnológico GeoMinero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003-Madrid. España

ADMINISTRACION, DISTRIBUCION Y SUSCRIPCION

Centro de Publicaciones del Ministerio
de Industria, Comercio y Turismo

Doctor Fleming, 7, 2.º - 28036-Madrid. España
Teléfono: 250 02 03

Suscrip. anual (6 núms.). Año 1992: 5.280 ptas.

Nombre, Organismo o Empresa
Profesión
Dirección Teléfono
Ciudad (provincia) D. P.
País FIRMA
Fecha

BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO

ACUSE DE RECIBO

HEMOS RECIBIDO
WE HAVE RECEIVED
NOUS AVONS RECU

NOS FALTA
WE ARE IN WANT OF
IL NOUS MANQUE

FECHA
DATE

FIRMA
SIGNATURE

NOMBRE
NAME
NOM

DIRECCION
ADDRESS
ADRESSE

ROGAMOS DEVUELVAN ESTE ACUSE DE RECIBO, NECESARIO PARA NUESTRO CONTROL, Y DIRIGIDO EXCLUSIVAMENTE A AQUELLOS CENTROS QUE RECIBEN ESTA PUBLICACION CON CARACTER GRATUITO EN REGIMEN DE INTERCAMBIO.

Instituto Tecnológico GeoMinero de España

Finalidad:

Investigación, Desarrollo Tecnológico y Asistencia técnica en Geología, Minería y Disciplinas conexas

GEOLOGIA Y GEOFISICA



MAPA GEOLOGICO NACIONAL (MAGNA)
ESTUDIOS GEOLOGICOS Y CARTOGRAFIA TEMATICA
GEOFISICA Y GEOLOGIA DEL SUBSUELO
GEOLOGIA MARINA (FONDOS MARINOS)
TELEDETECCION APLICADA

RECURSOS MINERALES



METALOGENIA Y CARTOGRAFIA METALOGENETICA
GEOQUIMICA BASICA Y APLICADA
YACIMIENTOS MINERALES
EVALUACION DE RESERVAS E INVENTARIO DE RECURSOS

AGUAS SUBTERRANEAS



CARTOGRAFIA HIDROGEOLOGICA
PROTECCION DE RECURSOS HIDROGEOLOGICOS
EVALUACION Y CONTROL DE ACUIFEROS SUBTERRANEOS
RECURSOS GEOTERMICOS

LABORATORIOS Y ENSAYOS



ANALISIS QUIMICOS Y MINERALOGICOS
ENSAYOS MINERALURGICOS Y GEOTECNICOS
CARACTERIZACION DE ROCAS MINERALES INDUSTRIALES
SONDEOS DE INVESTIGACION HIDROGEOLOGICA Y MINERA
ENSAYOS DE BOMBEO

INFORMACION, DOCUMENTACION Y BANCO DE DATOS



FONDOS DOCUMENTALES Y BASES DE DATOS
SISTEMAS DE INFORMACION Y COMUNICACIONES
CATASTRO MINERO
PUBLICACIONES

INGENIERIA GEOAMBIENTAL



RIESGOS GEOLOGICOS
RESTAURACION DEL MEDIO AMBIENTE MINERO
GEOTECNIA Y GEOLOGIA APLICADA A LA INGENIERIA
MEDIO AMBIENTE Y ORDENACION DEL TERRITORIO

DESARROLLO MINERO



PROCESOS Y TECNOLOGIAS
SEGURIDAD MINERA
NORMATIVA
ESTUDIOS DE ECONOMIA MINERA

MUSEO GEOMINERO

Sede Central:

c/ Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID
Tel.: 441 65 00 – Fax: 442 62 16

Centro de Laboratorios:

c/ La Calera, 1 28760 TRES CANTOS (MADRID)
Tel.: 803 22 00



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MINISTERIO DE INDUSTRIA, COMERCIO Y TURISMO
SECRETARIA GENERAL DE LA ENERGIA Y RECURSOS MINERALES

