

Estudio geológico de las concentraciones de Co-(Ni-Cu-Fe) en el Silúrico de San Juan de Plan, valle de Gistaín (Pirineo de Huesca)

Por R. CASTROVIEJO BOLIBAR (*) y T. NODAL RAMOS (*)

RESUMEN

Se estudian las mineralizaciones —explotadas en el pasado— de sulfuros, arseniuros y sulfoarseniuros de Co-(Ni-Cu-Fe) existentes en el Paleozoico autóctono de San Juan de Plan, estableciéndose la estructura y los controles (litológico y tectónico) de las mismas a fin de esclarecer su génesis. Se trata de mineralizaciones estratoligadas que se ubican en el seno de un horizonte bien caracterizado mineralógica y petrográficamente («brecha ankerítica») y que están ligadas al Sistema Silúrico (pizarras ampelíticas).

Los indicios de «brecha ankerítica» no se limitan a dicho Sistema, sino que aparecen también en relación con otras litologías (rocas pelíticas y carbonatadas ordovícicas), pero en este caso son estériles. La distribución espacial de dicha roca ankerítica está controlada por una familia de fracturas E-O cuyo origen se supone relacionado con la intrusión granodiorítica de Bielsa.

La roca ankerítica se explica por las acciones metasomáticas debidas a fluidos hidrotermales emanados de dicha intrusión. El horizonte mineralizado, en particular, procede de la ankeritización de calizas folisíferas dolomitizadas, intercaladas entre las pizarras ampelíticas silúricas. Su contenido metálico se supone derivado de estas pizarras.

A todos estos episodios, ligados al ciclo hercínico, se superpone una intensa tectónica alpina de fracturación y cabalgamiento que trastorna e interrumpe las estructuras mineralizadas, previamente truncadas por el juego pre-alpino de las fracturas E-O.

ABSTRACT

The Co-(Ni-Cu-Fe) sulphide, arsenide and sulpharsenide ore in the autochthonous Palaeozoic rocks of San Juan de Plan (Spanish, Central Pyrenees, Huesca Province) have been studied. These strata-bound ores were mined at different times in the past. They occur in a well defined horizon («ankeritic breccia») and are confined to the Silurian System (mainly graphitic slates).

There are in the area, however, occurrences of «ankeritic breccia» outside this System; they are spatially related to pelitic and carbonate Ordovician rocks, and are always barren. Their spatial distribution is controlled by a family of E-W trending subvertical fractures.

The origin of the ankeritic rocks is explained by the metasomatic activity of late hydrothermal solutions, derived from a granodioritic intrusion (Bielsa granodiorite) outcropping 1.5-2 Km. W of the ore deposit and cut by the aforementioned fractures, which were the paths for the propagation of the fluids. The ore horizon itself is due to ankeritization of dolomitized fossiliferous limestones, originally interlayered in the black Silurian slates, their metallic content being probably derived by lateral secretion from these rocks. All these events belong to the Variscan cycle.

Intensive faulting and overthrusting during the Alpine cycle dislocated and interrupted the mineralized structures, which had already been previously cut by vertical pre-alpine post-mineral movement along the main E-W faults.

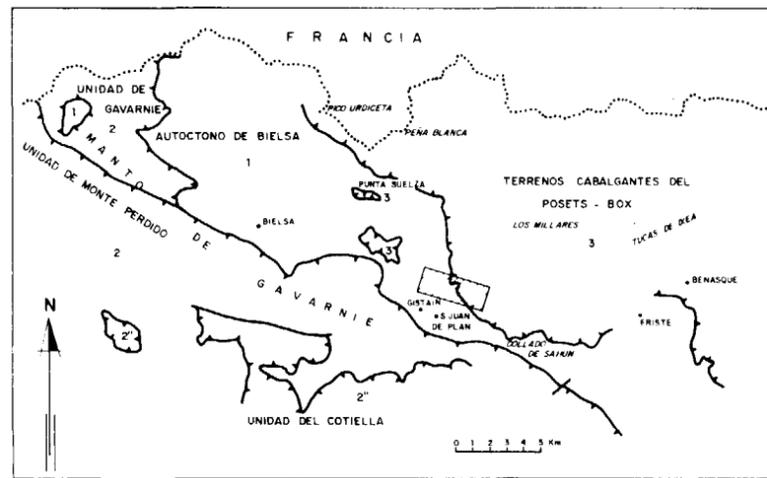
INTRODUCCION

El presente trabajo —resultado de investigaciones realizadas en ENADIMSA para el Plan Nacional de Abastecimiento de Materias Primas Mi-

nerales— tiene por objeto el estudio geológico de las concentraciones de Co-(Ni-Cu-Fe) explotadas en el valle de Gistaín (Pirineos de Huesca, fig. 1) a fin de esclarecer los procesos generadores, guías y controles de las mismas.

La explotación se centró en la antigua mina San Carlos, situada unos 2 km. al NE de San Juan

(*) Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S. A. Doctor Esquerdo, 138. 28007-Madrid.



de Plan (figs. 2 y 3), en la que se benefició cobalto durante los siglos XVIII, XIX y —posiblemente, pero en todo caso sólo de forma esporádica— XX. Las labores principales constan de tres plantas, de las cuales sólo dos son hoy —parcialmente— accesibles, y de una galería de desagüe. Se explotaban bolsadas o concentraciones irregulares de sulfuros, arseniuros y sulfoarseniuros de Co-Ni-Cu-Fe, relacionadas con un nivel subhorizontal, muy tectonizado y de unos dos metros de potencia media, constituido por una roca carbonatada brechoide, de color grisáceo —pardo por meteorización—, designada por los mineros locales como «roca filón». El estudio realizado ha puesto de manifiesto que esta roca se compone esencialmente de ankerita (determinación por D. R. X).

Los principales indicios se sitúan en las inmediaciones de esta mina, entre las cotas 1.720 y 1.775 metros, en la ladera O del monte de «Pena Lisa». Gran parte de ellos han sido objeto de pequeñas labores, comunicadas o no en interior con las principales de San Carlos. Además, existen labores antiguas en otros indicios de la misma roca situados unos 300 m. al NO de dicha mina (Barranco Pocet, c. 1.630 m.) y 500 m. al SSE de la misma (El Saublés, c. 1.743). Finalmente, la presente investigación puso de manifiesto otros indicios de la citada roca ankerítica desconocidos hasta la fecha.

Como antecedentes se ha de citar a MALLADA (1878), que recopila trabajos anteriores de ALDAMA y de CAVANILLAS y habla de un filón principal ENE-OSO, intercalado entre pizarras y calizas, con

Figura 1.—Esquema Geológico-Estructural, simplificado, del área de Bielsa (modificado de Ríos y cols., 1979). El recuadro corresponde al área estudiada.

Leyenda de la figura 2

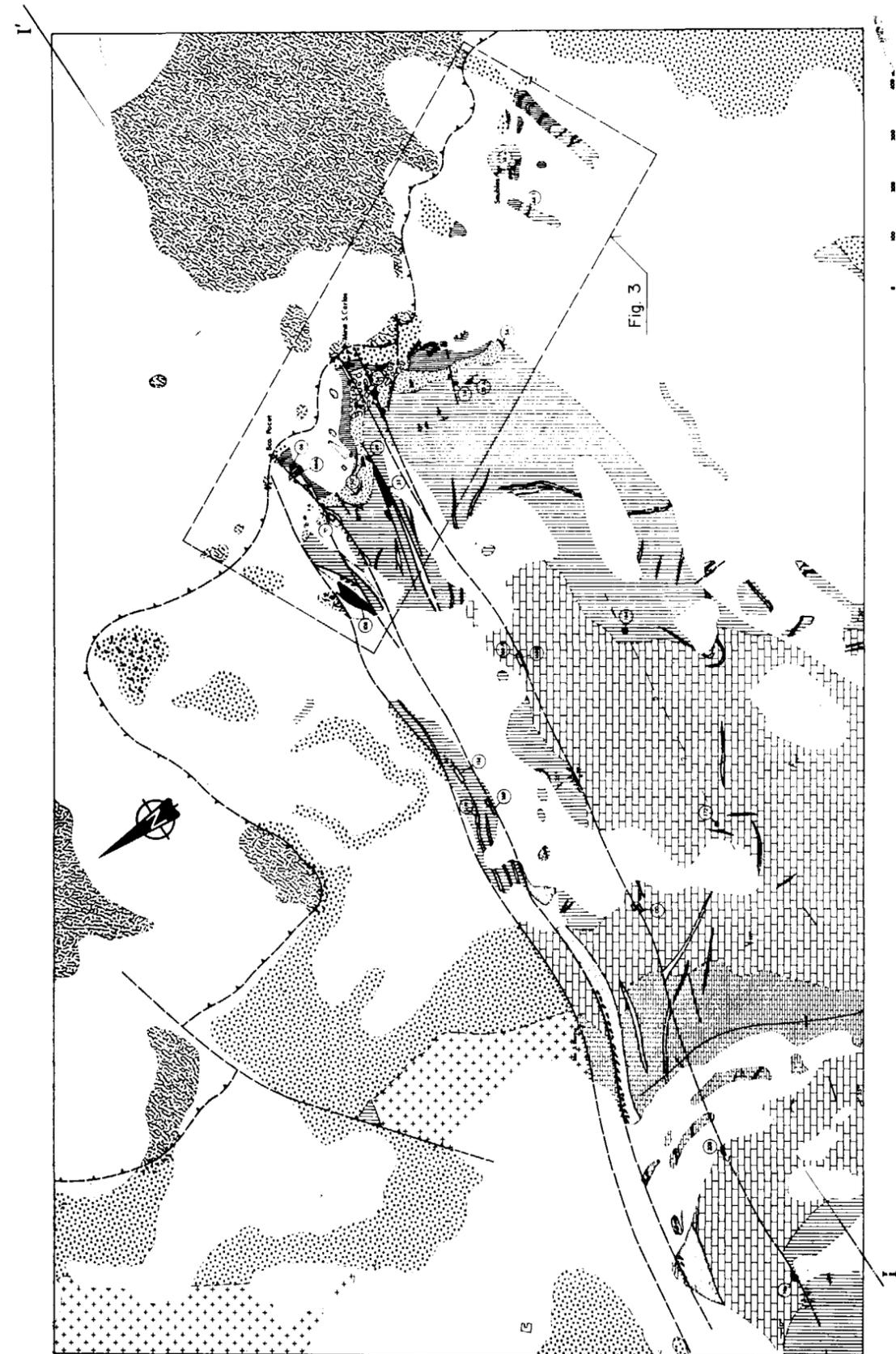
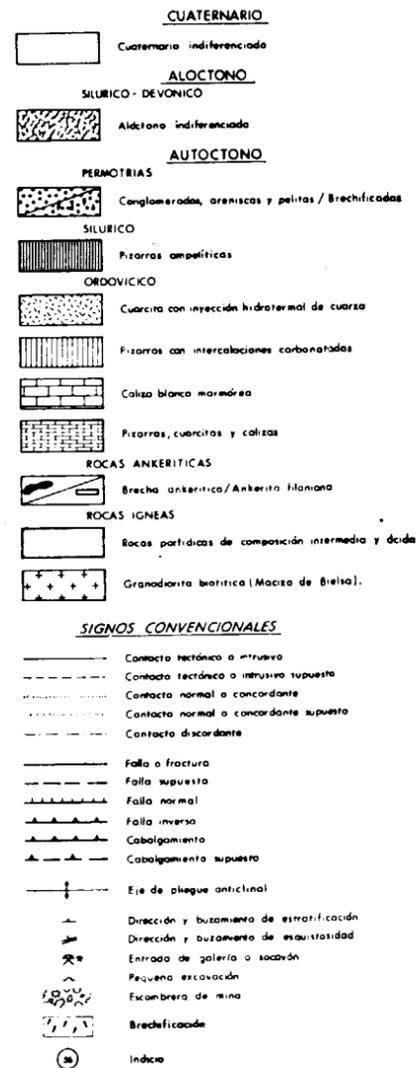


Figura 2.—Mapa geológico simplificado, con situación de indicios.

filoncillos y bolsadas subordinados; según dicho autor, el concentrado obtenido tenía leyes de 12 por 100 Co y 7 por 100 Ni.

MALIVERNEY (1973) hace un estudio del yacimiento y lo caracteriza como un yacimiento estratoide en el que una mineralización, compuesta esencialmente por pirita-eskutterudita-bismutina-calcopirita-cuarzo-ankerita-calcita (como minerales primarios) y cuyo origen supone profundo y ligado a una gran falla E-O, «impregna, por una red de stockwerks un nivel dolomítico sedimentario». Deja abierta la cuestión de la edad —paleozoica o post-triásica— de los episodios hidrotermales responsables de las mineralizaciones.

Además, por lo que respecta a la geología del área objeto de estudio y aparte de algunos trabajos antiguos o de índole más general (DALLONI, 1910 y MEY, 1967, entre otros), se han consultado los trabajos de MARTÍNEZ (1968), GROEN (1978) y Ríos y cols. (1979 y 1982, Hoja 179, Bielsa, del Mapa Geológico Nacional, escala 1:50.000). El primero de éstos estudia sobre todo las deformaciones que afectan a la cobertera permotriásica y el segundo estudia con más detalle el Paleozoico.

El presente trabajo se apoya en una cartografía geológica a escala 1:50.000 (figs. 2 y 3, versión simplificada), para la que se ha contado con las correlaciones estratigráficas y datos estructurales de Ríos y cols. (1979 y 1982).

La cartografía geológica y la investigación en general se han visto dificultadas por el accidentado relieve y por los extensos recubrimientos cuaternarios, especialmente glaciares —los depósitos morrénicos cubren la tercera parte del área estudiada, dificultando enormemente la toma de datos de las formaciones subyacentes—, y, en interior, por el mal estado de conservación de las galerías, a consecuencia del cual muchas zonas son inaccesibles. Las observaciones realizadas son, pues, en conjunto, inevitablemente fragmentarias, aunque suficientes para elaborar una hipótesis que responda, con coherencia, a las cuestiones planteadas.

MARCO GEOLOGICO

El área objeto de estudio pertenece a la zona

axial del Pirineo Central y se sitúa en el límite meridional de la misma (fig. 1). A grandes rasgos, se distinguen tres unidades mayores: Autóctono de Bielsa (Paleozoico y Permotriás) y unidades alóctonas de Gavarnie y de Posets-Box-Los Millares.

La mineralización encaja en el Paleozoico autóctono, recubierto en discordancia por el Permotriás y aflorante en una reducida zona, gracias a la ventana estratigráfica de San Juan de Plan. En ésta, la acción erosiva del río Cinqueta y de sus arroyos tributarios, en especial el del Sein, ha puesto al descubierto los terrenos paleozoicos de la serie de San Juan de Plan, la cual, de acuerdo con los criterios del Mapa Geológico Nacional (Ríos y cols., 1982), abarca desde el Ordovícico hasta el Devónico, si bien este último no aflora en la parte ahora estudiada.

Esta serie de San Juan de Plan está interrumpida al norte por una familia de fracturas E-O, cuyo último juego fue como fallas normales, hundiendo el bloque septentrional. Al S desaparece bajo la cobertera.

El conjunto de Paleozoico autóctono (serie de San Juan de Plan y macizo de Bielsa) y su cobertera Permotriásica (esencialmente rocas detríticas rojas) constituyen la unidad autóctona de Bielsa.

Esta unidad autóctona de Bielsa aflora en una franja NO-SE (que ocupa el centro de la fig. 1), comprendida entre los terrenos alóctonos del Manto de Gavarnie (al SO) y de la Unidad de Millares (al NE), cabalgantes sobre la cobertera Permotriásica.

Los terrenos alóctonos que afloran en el área objeto de este trabajo pertenecen exclusivamente a la segunda unidad citada (Millares), la cual se compone únicamente de terrenos paleozoicos (Devónico con granitoides, fundamentalmente), plegados ya en la Orogenia Hercínica. Dada la escasa relación de esta unidad con el problema investigado se ha centrado la atención, esencialmente, en el Paleozoico autóctono, por ser donde se ubican, sin excepción, todas las mineralizaciones.

La tectónica del área estudiada se caracteriza por la superposición de fases hercínicas y alpinas, dando un carácter en general muy complejo

a las estructuras resultantes, cuya interpretación se ve dificultada todavía más por la escasez de afloramientos y por el accidentado relieve.

A pesar de diferencias de detalle, según los autores y las zonas, puede admitirse el siguiente cuadro general para las principales fases de deformación hercínicas:

Fase 1

Pliegues concéntricos de ejes N-S a NE-SO. No hay desarrollo de esquistosidad.

Fase 2 o principal

Pliegues apretados, predominantemente similares, vergentes al S, con planos axiales E-O a N 120° E. Esquistosidad de plano axial buzando al N.

Fases 3 y 4

De ámbito local solamente. Relación con intrusiones de granitoides (sin-post fase 3).

La Orogenia Alpina ha plegado los terrenos permotriásicos y ha afectado también a las estructuras paleozoicas, sobre todo reactivando fallas preexistentes y dando lugar a grandes cabalgamientos sobre la cobertera. Dado que su relación genética con las mineralizaciones estudiadas es prácticamente nula, no se han estudiado con detalle las deformaciones en el Permotriás, centrándose la atención sólo en los aspectos del ciclo alpino (fracturación y cabalgamiento) que afectan a la mineralización.

Hay una serie de fallas E-O, verticales, con hundimiento del labio norte, que determinan la estructura del área estudiada y proporcionan un ejemplo claro de reactivación alpina de una gran banda de fracturación hercínica.

El metamorfismo regional, contemporáneo de la fase 2 según Ríos y cols. (1979), no sobrepasa en el área estudiada el grado bajo (sericita-clorita). El metamorfismo de contacto, relacionado con las intrusiones granodioríticas, da lugar, según estos autores, a aureolas del orden del centenar de me-



Figura 3.—Geología de la zona mineralizada (entorno de la mina San Carlos). Detalle de la figura 2. Leyenda: véase figura 2.

tros en torno a los macizos de Bielsa, Posets, Millares, etc., transformando en corneanas —con andalucita y, en algunos casos, cordierita— y mármoles las pizarras y calizas, respectivamente, al tiempo que da mayor rigidez al conjunto y oblitera las texturas anteriores.

El plutonismo hercínico está representado por diversas intrusiones de granitoides (predominantemente granodioritas), de los cuales sólo el de Bielsa pertenece al autóctono en que se ubican las mineralizaciones. Con estas intrusiones se relacionan diques de pórfidos de composiciones intermedio-ácidas, los cuales son relativamente abundantes en el área estudiada. Ocasionalmente se encuentran también pegmatitas.

El yacimiento consiste, según se ha expuesto, en concentraciones irregulares en el seno del mencionado nivel ankerítico («roca filón»). Este forma parte de la serie de San Juan de Plan y está intercalado entre pizarras ampelíticas silúricas, inmediatamente debajo de la superficie de erosión sobre la que se han depositado los sedimentos permotriásicos. La proximidad del plano de cabalgamiento de la Unidad de los Millares da lugar a despegues locales, milonitización y escamas tectónicas a diversas escalas, dificultando la observación de las relaciones espaciales primitivas entre las rocas citadas.

ESTRATIGRAFIA

El Paleozoico autóctono aparece representado por la serie de San Juan de Plan (aparte del conjunto de rocas ígneas asimilables a la granodiorita de Bielsa y a su cortejo de diques). Se omite toda descripción del Paleozoico Alóctono —Silúrico y Devónico—, constituido por pizarras y calizas, por su irrelevancia para el problema estudiado.

La serie de San Juan de Plan está constituida por un conjunto de rocas arcillosas, arenosas y calcáreas —ordovícicas y silúricas, según Ríos y colaboradores, 1979— que han sufrido un metamorfismo regional de bajo grado. En zonas próximas a la granodiorita de Bielsa —base del Ordovícico—, éste aparece enmascarado por los efectos de contacto de dicha intrusión. Las litologías que integran dicha serie son, de muro a techo:

Ordovícico

Pizarras, cuarcitas y calizas (corresponden a los «esquistos, cuarzoesquistos y calizas» de los autores citados):

Alternancias centimétricas —milimétricas en ocasiones— a decimétricas de las litologías mencionadas, con intercalaciones ocasionales más potentes de tramos cuarcíticos muy duros. Color gris oscuro a negro, excepto algunos microlechos cuarcíticos blancos. La potencia visible es de unos 200 m., excavados por el río Cinqueta.

De esta unidad se han estudiado al microscopio algunas muestras de pizarras, cuarcitas, calizas y calco-esquistos. Las pizarras han perdido su carácter textural pizarroso en gran parte y exhiben texturas corneánicas y mosqueadas muy marcadas. La blastesis biotita-mica blanca-cuarzo es debida al metamorfismo de contacto. Como minerales accesorios aparecen turmalina de neoformación, mineral de hierro, opacos (pirita y otros) carbonatos y circón. Puede además hallarse albita vetiforme como relleno hidrotermal. Los dos tipos de cuarcitas estudiadas son una cuarcita micácea y una cuarcita carbonatada. La primera se halla fuertemente recristalizada térmicamente, mientras que en la segunda no se aprecian efectos de metamorfismo de contacto.

Caliza blanca marmórea:

Tramo de unos 250 m. constituido por caliza masiva pura (con muy escasas intercalaciones pizarrosas), marmorizada, de colores blancos o claros.

Las muestras de esta unidad estudiadas corresponden a mármoles bastante puros. Son rocas de textura granoblástica fina o media, ligeramente esquistosa, con calcita como constituyente principal único y accesorios de cuarzo, sericita, opaco (sulfuros), mineral de hierro de oxidación del anterior, rutilo y grafito.

Los cristales de calcita presentan macla polisintética siempre y sus bordes son irregulares. La recristalización que muestran parece debida básicamente a metamorfismo de contacto; además puede observarse una tendencia a las formas equidimensionales. En cualquier caso se hallan elonga-

dos, no llegándose a perder el carácter esquistoso de la roca.

Pueden mostrar signos de deformación, en general muy moderada. Sólo en algún punto aislado se ha observado una cataclasis que ha dado lugar a una granulación importante. A menudo, en este mosaico finogranoblástico de calcita que constituye la roca se encuentran gruesos cristales de calcita vetiforme del mismo aspecto que la descrita, pero de cristalinidad muy superior. El cuarzo normalmente es tardío.

Pizarras:

Tramo de unos 400 m. de pizarras oscuras (negras a gris oscuro), masivas, con nivelillos arenosos blancos esporádicos. A muro, el contacto con las calizas marmóreas es un tránsito gradual a través de intercalaciones de tramos decimétricos de pizarras y mármoles. A techo, aumenta la frecuencia de intercalaciones carbonatadas, raras en el resto de la unidad.

Desde el punto de vista petrográfico son, en general, tipos limolíticos de textura pizarrosa y brechificados en distinto grado. Las partículas de cuarzo, de tamaño limo, se hallan regularmente dispersas en una matriz sericítica, pudiendo aparecer éstas en cantidades accesorias o como componente principal (20-40 por 100 de la roca).

Presentan frecuentes vetas rellenas de cuarzo,

calcita y en algún caso ankerita, finogranulares. Esta silicificación a través de fisuras en ocasiones se hace masiva y se extiende por toda la roca (figura 4), quedando láminas de sericita orientadas incluidas en un mosaico de cuarzo prismático muy fino. Los componentes accesorios son: esfena, materia carbonosa, rutilo, circón, turmalina, apatito y mineral de hierro.

Cuarcitas:

Sobre las alternancias pizarras-calizas que constituyen el techo de la unidad precedente, y bajo las pizarras ampelíticas silúricas, aparece un tramo de unos 25 m. de cuarcitas blancas muy puras, con abundante inyección hidrotermal de cuarzo y ocasionalmente brechificadas. Este tramo constituye un nivel guía fácil de seguir desde el Pocet, donde queda cortado por el conjunto de fallas E-O que interrumpe la serie de San Juan de Plan hasta quedar oculto bajo el recubrimiento glacial, al S de las labores mineras. Más al sur todavía aparece reducido a lentejones de escasa potencia, con contactos tectónicos (p. ej., en Saublés). Está a veces inyectado por diques de cuarzo.

Se han observado intercalaciones carbonatadas con restos de fósiles visibles al microscopio (figura 5), pero se carece de criterios estratigráficos definitivos que puedan fijar con precisión su edad. Se han considerado como el techo del Ordovícico, puesto que las pizarras ampelíticas típicas del Si-

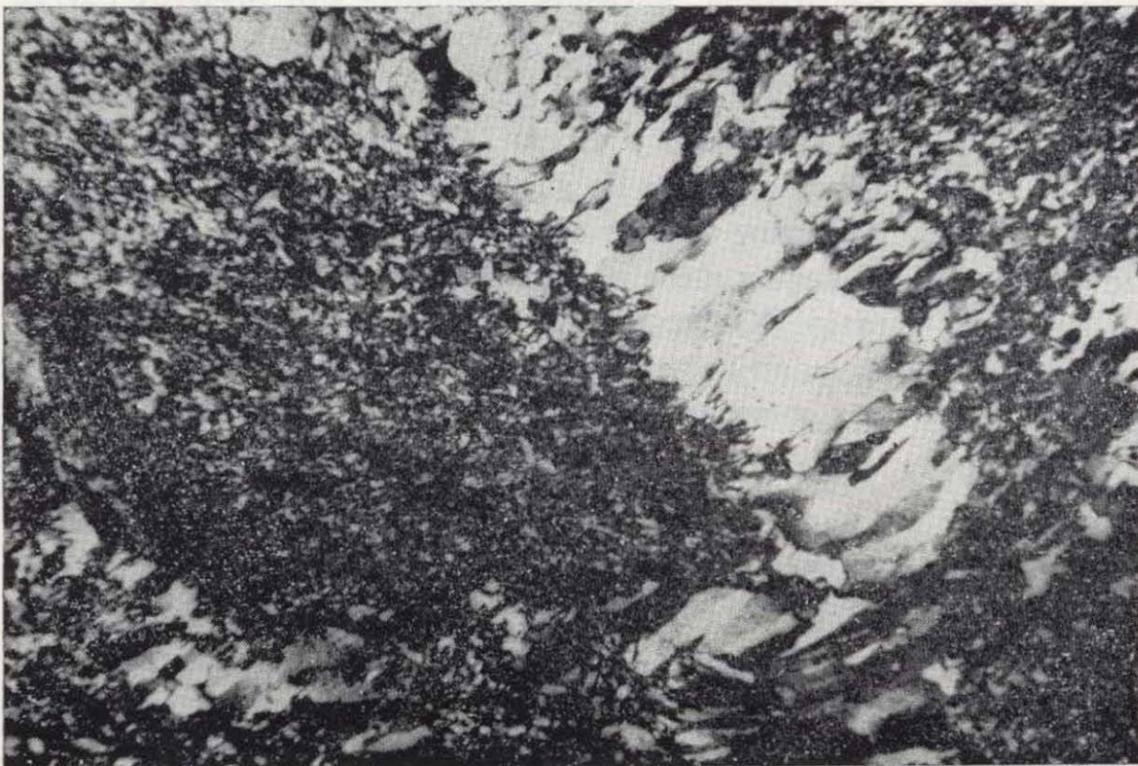


Figura 4.—Silicificación de una pizarra: cuarzo en vetas y extendido masivamente por toda la roca. Productos arcillosos preservados entre hiladas carbonosas. Muestra 45-0 (pizarras ordovícicas), situada a 150 m. al O de la galería del Saublés; cota 1.685 m. (NX, 45×).



Figura 5.—Fantasmas de coralarios en caliza dolomitizada a techo de las cuarcitas del nivel guía. Muestra 50-5; cota 1.690 m.; 150 m. al NO de la entrada principal de la mina San Carlos (N//, 45×). Comp. figura 11.

lúrico están encima. Por otra parte, MEY (1967) cita, en la parte norte del área por él cartografiada, entre los cursos superiores de los ríos Baliera y Noguera Ribagorzana, unas cuarcitas ordovícicas situadas «inmediatamente bajo el Silúrico».

Desde el punto de vista petrográfico, todas las muestras pertenecientes a este nivel son muy características y absolutamente similares entre sí. Las diferencias fundamentales estriban simplemente en los distintos grados de brechificación y venulación que presentan. Corresponden a una cuarzarenita con escasas o nulas manifestaciones de recristalización metamórfica (cuarzarenita → cuarcita).

Texturalmente son de granulometría fina-media y bastante homométricas. El constituyente esencial (más del 95 por 100 de la roca) es el cuarzo —granos elongados, orientados—, que muestra fuertes efectos deformantes. Los intersticios están ocupados por impurezas sericítico-arcillosas o carbonatos. Los minerales accesorios pesados, tales como circón, apatito y rutilo, resultan casi accidentales.

Es relativamente frecuente la presencia de cuarzo filoniano —a veces acompañado de carbonato (calcita, ankerita)—, en parte tardío (escasos signos de deformación).

Silúrico

Pizarras ampelíticas:

Se trata de un tramo de pizarras negras carbonosas, muy plásticas, cuya potencia real no es posible evaluar en el área estudiada, ya que están afectadas por el cabalgamiento de la Unidad de Los Millares y por diversas fallas inversas relacionadas con aquél. Ríos y cols. (1982) la evalúan en poco más del centenar de metros en Gistaín.

Aparecen como rocas muy friables, intensamente tectonizadas, que manchan de negro por su riqueza en materia carbonosa, sólo en ocasiones grafitizada. Petrográficamente son pizarras carbonosas, muy pobres en cuarzo detrítico, filitosas. Como componentes accesorios tienen: sulfuros, esfena, apatito y circón. Químicamente, se caracterizan —aparte de su pobreza en sílice y riqueza en carbono, lógicas dada su composición petrográfica— por altos contenidos de alúmina, hierro y potasio (KLEINSMIEDE, 1960, en Ríos y cols., 1982), que dan lugar a la aparición de eflorescencias blancas y amarillentas en lugares húmedos.

A muro de esta unidad se sitúan las cuarcitas blancas ordovícicas del nivel guía; entre ambas puede haber intercalaciones —decimétricas a métricas— calcáreas, observadas sólo ocasionalmente en el autóctono (en el alóctono no aflora el contacto de muro del Silúrico). A techo se sitúan las calizas y pizarras alternantes del Devónico, que

afloran solamente en el alóctono a causa del cabalgamiento.

Es de notar que en algunas labores se han encontrado niveles de cuarcitas micáceas (*), los cuales representan intercalaciones decimétricas a métricas entre las pizarras ampelíticas y desde el punto de vista petrográfico se diferencian claramente de las cuarcitas blancas del nivel guía. La composición mineralógica es de cuarzo y sericita como constituyentes principales; y la fracción pesada, de turmalina, apatito, opacos, rutilo, circón y mineral de hierro, como accesorios en cantidades relativamente elevadas.

Ríos y cols. (1979) mencionan unos bancos discontinuos de 0,5-5 m. de caliza negra, con Orthoceras y Carniolas, que han observado en la parte alta del Silúrico, cerca del Devónico, y que aquí no se han encontrado como tales en el autóctono, pero que podrían corresponder a algunos lentejones tectonizados y cuerpos tabulares (bandedados tectónicamente) de calizas negras observados en la zona de la mina. Estos cuerpos, dada su estrecha relación espacial con el horizonte ankerítico mineralizado, serán objeto, cuando se caracterice dicho horizonte, de una descripción detallada.

Permotriás

Los sedimentos permotriásicos se han depositado en discordancia sobre el zócalo erosionado; afloran, en el área estudiada, únicamente en el autóctono y aparecen cabalgados por el Silúrico y Devónico alóctonos. Están constituidos fundamentalmente por areniscas y limolitas rojas alternantes en bancos métricos a decamétricos. En las areniscas —tamaño de grano fino a medio— es frecuente la estratificación cruzada.

Las peculiaridades tectónicas del área estudiada no permiten establecer con rigor la potencia de estos depósitos (según Ríos y cols., 1982, es de 200 m.). En la zona de la mina han sido pinzados por el cabalgamiento, de forma que su contacto con el autóctono es también de carácter mecánico.

(*) Espacialmente relacionados con la roca ankerítica. Se trata de zonas próximas al cabalgamiento y además los contactos son tectónicos. Como ambas rocas, intercaladas en pizarras muy plásticas, son extremadamente duras, es lógico suponer que su asociación espacial es una mera consecuencia del arrastre resultante del cabalgamiento.

TECTONICA

Según puede verse en el esquema y en el corte geológico (figs. 2 y 6), la estructura del Paleozoico autóctono consiste esencialmente en un anticlinal de eje aproximado N-S, hundiéndose hacia el sur. Hacia el norte, la estructura aparece truncada por una serie de fallas E-O.

El núcleo aflora a lo largo del cauce del río Cinqueta y está formado por las intercalaciones de pizarras, cuarcitas y calizas ordovícicas descritas. A techo, esta estructura aparece afectada por la erosión permotriásica, que llegó a descubrir en su flanco oriental hasta el Silúrico, quedando el conjunto (Paleozoico y Permotriás) cercenado por el cabalgamiento de la Unidad alóctona de Los Milares.

Un somero análisis (fig. 7a) permite observar que, aparte del eje ~ N-S del anticlinal, se esboza una dispersión secundaria de los polos de So según un eje E-O. Sin entrar en el análisis detallado de las fases de plegamiento, cabe apuntar que dicha dispersión expresa probablemente la interferencia de las fases 1 y 2 hercínicas. La primera sería responsable de la tendencia general de la estructura: anticlinal amplio, de eje N-S. La segunda produciría un arqueamiento según ejes E-O, que aparte de la dispersión señalada se manifestaría por la aparición de pliegues menores de ejes E-O observados a nivel de afloramiento.

Las direcciones dominantes de los diques son E-O a N 130° E; cuando las inclinaciones son suaves, se produce una adaptación a los planos de estratificación o de esquistosidad.

En cuanto al Paleozoico alóctono, predominan, en los planos de estratificación, orientaciones N 90 a 130° E, con buzamientos tendidos al N, en correspondencia con la estructura en pliegues similares volcados al sur, propios de la fase 2, que caracteriza a estas unidades.

Por lo que se refiere al ciclo alpino, ha de distinguirse, en el autóctono, el zócalo paleozoico de la cobertera triásica. Aquél reacciona con rigidez, sin cambiar en lo esencial su estructura. De todas formas, es afectado por la tectónica de fractura, muy intensa, que se manifiesta por dos tipos de acciones principales: fracturas subverticales —esencialmente E-O— y fracturas subhorizontales relacionadas con los cabalgamientos.

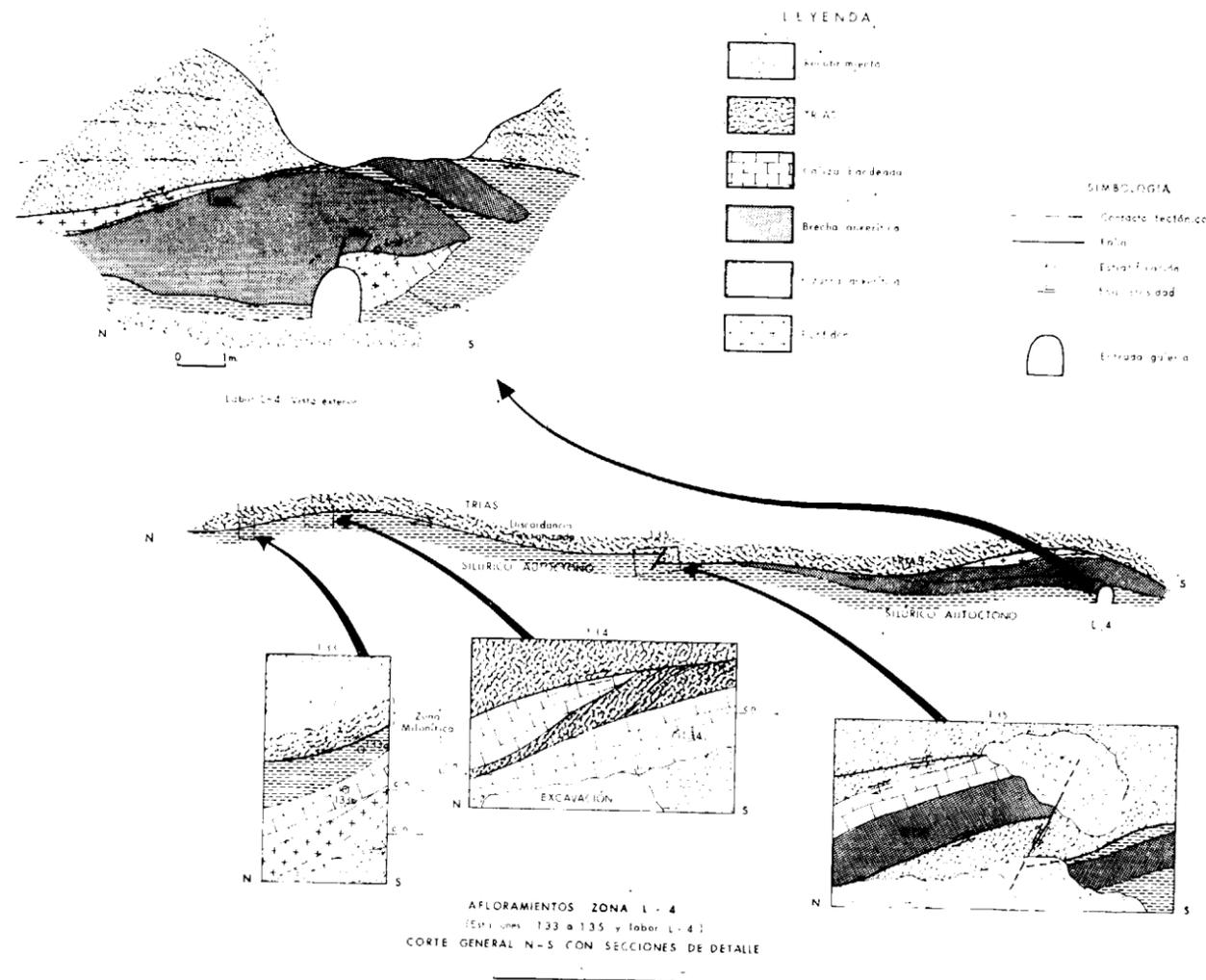


Figura 8.—Labores próximas a la mina San Carlos. Croquis con cartografía geológica. Vistas de la entrada de la labor L-4 (sección): general (en el centro) y detalles (arriba y abajo). Obsérvese la dirección de transporte tectónico (alpino) hacia el Sur, claramente marcada por la esquistosidad milonítica en pizarras ampelíticas.

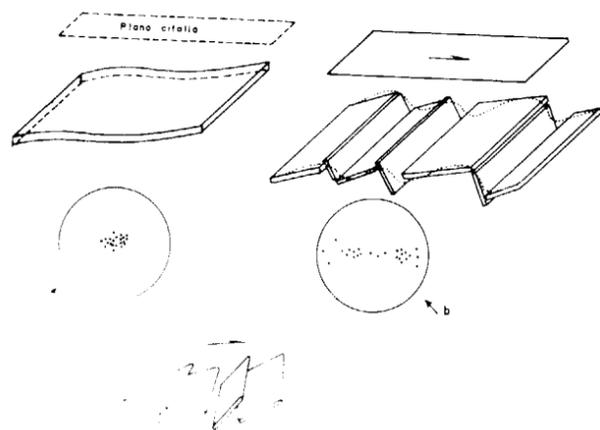


Figura 9.—Comportamiento frágil de un cuerpo rígido de forma tabular, englobado en un medio relativamente plástico (no representado), respondiendo a una cizalla paralela al plano de dicho cuerpo; croquis simplificado hipotético. a) Estadio inicial: posición original del cuerpo tabular antes de la actuación del esfuerzo de cizalla y, debajo, proyección estereográfica de polos del mismo. b) Estadio final: fragmentación en cuerpos menores, cuya envolvente idealizada se podría asimilar a una serie de pliegues cilíndricos de ejes perpendiculares a la dirección de cizalla; debajo: geometría resultante, en proyección estereográfica. c) Superposición de fragmentos «en escamas» por arrastre tectónico.

el sur, bajo el recubrimiento cuaternario, hasta el Saublés (indicio 38, fig. 2), parece plausible. Dicha roca aparece también en otros puntos, asociada a litologías ordovícicas, fuera de las zonas definidas como de interés minero, en estrecha relación con las fracturas E-O (fig. 2).

METAMORFISMO

El metamorfismo regional es muy débil (grado muy bajo a bajo) y sólo se manifiesta claramente en las rocas pelíticas, en las que da lugar a una paragénesis de sericita-cuarzo-(clorita).

El metamorfismo de contacto, superpuesto al anterior, es de bajo grado (corneanas de albita-epidota). En el aspecto textural queda reflejado por la aparición de texturas mosqueadas (pizarras) o corneánicas y granoblásticas (rocas cuarzosas y carbonatadas). La paragénesis de metamorfismo de contacto en rocas pelíticas y cuarzosas comprende: cuarzo + mica blanca (sericita) ± biotita ± andalucita (quiestolita). Esta última forma porfidoblastos normalmente alterados a productos arcilloso-micáceos. En las rocas calcáreas el metamorfismo de contacto se traduce en la recristalización de la calcita (caliza marmórea) y, localmente, en la aparición ocasional de paragénesis de skarn de baja temperatura (tremolita-epidota-albita-feldespato potásico).

Finalmente, existen otros episodios posteriores dinamometamórficos (brechificación, cataclasis, milonitización) ligados a la tectónica alpina.

MAGMATISMO

El magmatismo del área está representado por rocas plutónicas e hipoabisales. MALIVERNEY (1973) hace un estudio de dichas rocas aportando datos acerca de su quimismo.

El *plutonismo* corresponde a la granodiorita de Bielsa, cuyo extremo suroriental aflora en el ángulo N de la zona. El episodio de la intrusión podría situarse hacia el final del Westfaliense o —como precisa MARTÍNEZ (1968)— ser más bien post-Westfaliense. Las muestras estudiadas representan desde términos intermedios dioríticos hasta granitos, siendo granodiorita y tonalita los más frecuentes. Texturalmente son tipos hipidiomórfi-

cos mediogranulares, a menudo heterométricos y ligeramente cataclásticos.

La composición mineralógica es de plagioclasa, cuarzo, biotita y feldespato potásico como constituyentes principales, y apatito, opaco y circón, accesorios. Los minerales secundarios, clorita, sericita, calcita y rutilo-esfena, sobre todo los primeros, pueden alcanzar grandes proporciones. La plagioclasa es idiomórfica, está zonada, maclada y parcialmente sericitizada. El cuarzo es el componente de mayores dimensiones en los ejemplares más heterométricos. Se presenta en cristales xenomórficos que engloban los de plagioclasa y biotita, formados con anterioridad, y muestra fracturación y extinciones ondulantes muy acentuadas. El feldespato potásico —microclina— aparece en pequeños cristales xenomórficos que a veces exhiben macla en enrejado.

Todas las muestras han sido afectadas por una alteración de tipo hidrotermal que consiste básicamente en una cloritización, a menudo total, de la biotita y en una sericitización de la plagioclasa. A esta paragénesis hidrotermal se atribuye también la formación de calcita, a partir tanto de plagioclasa como del ferromagnesiano. La calcita suele hallarse además segregada en las fracturillas.

Las *rocas hipoabisales* muestran composiciones intermedias y ácidas (dioritas y tonalitas), siendo las primeras las más frecuentes. Se trata de rocas porfídicas con matriz microcristalina, microlítica o intersertal. Cuando la roca es de cristalinidad menor, en algún caso se ha observado además una tendencia al carácter fluidal. A veces se aprecia una cataclasis muy leve o una brechificación.

Independientemente del carácter textural, y a pesar de la intensa alteración que presentan, teniendo en cuenta su composición mineralógica, estas rocas pueden dividirse en: pórfidos tonalíticos y pórfidos dioríticos, según contengan o no fenocristales de cuarzo, respectivamente, y en variedades biotíticas y variedades anfibólicas (con biotita escasa o ausente), dependiendo de la naturaleza de los minerales ferromagnesianos. Los tipos biotíticos están menos representados y pueden pasar insensiblemente a variedades leucocráticas donde el ferromagnesiano llega, incluso, a estar ausente.

En general, presentan numerosos fenocristales de marcado idiomorfismo y de tamaños diversos (tendencias a las texturas porfídicas seriadas). En primer lugar, en abundancia, aparecen los feno-

cristales de plagioclasa, y en segundo orden, los de ferromagnesiano biotita y/o anfíbol o los de cuarzo, en el caso de los tipos más sobresaturados. La matriz contiene abundante plagioclasa y escaso ferromagnesiano y cuarzo (intersticial).

Es preciso resaltar el papel que han jugado las soluciones hidrotermales al afectar en alguna medida a todas las rocas hipoabisales. Aunque en ningún caso llega a perderse el carácter textural primario (fig. 10), la paragénesis original llega a ser reemplazada por completo, a excepción de minerales accesorios como apatito y circón o de los fenocristales de cuarzo que, lógicamente, permanecen estables en la nueva paragénesis.

Los cambios que globalmente se producen son sericitización de la plagioclasa, cloritización de los minerales ferromagnesianos y, con menor intensidad, carbonatización de ambos. Todos estos cambios se realizan pseudomórficamente, de tal manera que a veces se puede preservar hasta el carácter zonado de los fenocristales de plagioclasa e incluso de los de anfíbol.

La paragénesis ortomagmática de plagioclasa (más o menos cálcica) \pm hornblenda \pm biotita se ve sustituida por una nueva, hidrotermal autometamórfica, de la siguiente composición: sericita + clorita + albita + carbonatos (calcita, dolomita-ankerita?) + rutilo (sagenita) + esfena + opacos (sulfuros) \pm prehnita (rara). Sericita, albita y carbonatos reemplazan a la plagioclasa y clorita; rutilo, esfena y carbonatos lo hacen al ferromagnesiano.

A veces la biotita puede estar sustituida por mica blanca. Los carbonatos se hallan con frecuencia, además, en fracturas o en vetas junto con cuarzo.

Se ha estudiado también una pegmatita que presenta las siguientes características: textura subidiomórfica con tendencia alotriomórfica, heterométrica y débilmente cataclástica. La composición mineralógica es de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo, como constituyentes principales, con muy escasos granates y micas: biotita —parcialmente cloritizada— y mica blanca secundaria. Otros componentes accesorios son: esfena, opaco, apatito, circón y —secundarios de plagioclasa— calcita y trazas de clinozoisita.

SIGNIFICADO DE LAS FRACTURAS E-O. CONTROL TECTONICO

La aparición de la brecha ankerítica está, en general, controlada estrechamente por las fracturas E-O (figs. 2 y 3). Interesa, pues, comprender el origen de éstas y el papel que han jugado en la génesis de dicha roca.

Por lo que respecta a la interpretación dinámica de la fracturación, de un simple análisis geométrico se deduce que la serie de fracturas E-O relacionadas con la mineralización no puede atribuirse al sistema de esfuerzos responsable de la fase principal de plegamiento a nivel regional (fase 2). En efecto, dada la orientación E-O de los



Figura 10.—Hidrotermalización de un pórfido diorítico anfibólico: sericitización de la plagioclasa y carbonatización del anfíbol. Seudomorfos de plagioclasa: cristales tabulares blanquecinos. Fenocristales prismáticos de anfíbol sustituidos por completo por limonita (negra) y calcita (gris). Muestra 107 bis, Bco. Pocet; cota 1.550 m. (NX, 45 \times).

pliegues de fase 2, habría de suponerse una compresión máxima perpendicular a esta dirección y por tanto también a las fracturas mencionadas, que serían así inhábiles para la creación de espacio apto para el relleno. Por el contrario —y aun prescindiendo de la mineralización—, se observa que hay abundantes diques que intruyen precisamente a favor de dichas fracturas, lo que supone, más bien, una dilatación N-S.

Por otra parte, dicha dirección de fractura trunca las estructuras paleozoicas existentes y dista de coincidir con cualquier plano de debilidad, como estratificación o esquistosidad, que pudiese explicarla.

En un trabajo realizado en una zona relativamente próxima (minas de Cierco, Bono, Huesca), con condiciones tectónicas similares (intrusión granodiorítica, esfuerzos de compresión N-S, fracturas mineralizadas E-O), se concluyó que la creación de las fracturas y del espacio necesario para el relleno se debía al sistema de esfuerzos relacionado con la intrusión del cuerpo granodiorítico y con los empujes correspondientes (CASTROVIEJO Y MORENO, 1983).

Es lógico, pues, pensar que es el mismo mecanismo el que ha actuado en este caso. En efecto, la serie de diques que intruyen a favor de las fracturas E-O sugiere que el magma estaba todavía en proceso de consolidación cuando se emplazaron y que, por tanto, dichas fracturas fueron coetáneas de la intrusión. Por otra parte, la esquistosidad de falla que se observa en muchos de ellos corresponde al juego normal (hundimiento del bloque N) de dichas fallas, lo que implica que el conjunto estaba ya consolidado al iniciarse el ciclo alpino.

Puesto que en realidad no se trata de fallas aisladas, sino más bien de amplias zonas de falla, es lógico que, tal como se observa en la realidad, se produzcan variaciones en la orientación (buzamientos) de las fallas subordinadas y movimientos locales complementarios, normales o inversos, entre éstas, sin que cambie la pauta general (E-O, buzamientos acusados al N o verticales) de la fracturación, marcada por las fallas principales.

Existe, además, otra generación (alpina) de fracturas E-O, representada por fallas más tendidas (hasta subhorizontales), relacionadas con los cabalgamientos, que truncan todas las estructuras anteriores, incluidas las mineralizadas (fig. 8). Los

efectos del ciclo alpino afectan también a las fracturas hercínicas reactivándolas, de forma que éstas rejuegan, a veces, truncando o limitando —mediante contactos tectónicos— los cuerpos mineralizados.

Por lo que respecta a la relación entre la fracturación y la formación de la brecha ankerítica, salta a la vista el papel que dichas fallas pueden haber jugado como canales de aporte de disoluciones hidrotermales, probablemente de origen magmático, derivadas de la intrusión granodiorítica como episodios póstumos. A fin de esclarecer estos procesos, se aborda a continuación un estudio detallado de dicha roca.

CARACTERIZACION DEL NIVEL MINERALIZADO

Las mineralizaciones de Co-(Ni-Cu-Fe) aparecen en el seno de un nivel ankerítico bien caracterizado. Desde el punto de vista petrográfico, es idéntico a los indicios de brecha ankerítica situados fuera del área mineralizada (fig. 2, indicios 168-169, etcétera), pero sólo en este área aparece acompañado de una caliza bandeada milonítica. Podría pensarse, tal como se ha explicado —Estratigrafía—, que esta caliza representa el equivalente, sometido a metamorfismo dinámico, del nivel de caliza negra carbonosa, con Ortocerátidos y Carniolas, que en otros lugares se cita intercalado entre las pizarras, en la parte alta del Silúrico, lo que explicaría su ausencia en los indicios no relacionados con dicho sistema.

Roca ankerítica

La «roca filón» (brecha ankerítica) es una roca dura brechoide (a veces bandeada) de color blanco (vetas) y negro (clastos) en fresco, pardo limonítico por meteorización, compuesta esencialmente por ankerita. Puede tener mineralizaciones irregulares, ocasionales, de sulfuros, arseniuros y sulfoarseniuros de Co-(Ni-Cu-Fe). En este caso suele aparecer impregnada de eflorescencias rosadas (eritrina) y más raramente verdes (annabergita) o verde-azuladas (malaquita-azurita) producidas por alteración supergénica de las citadas menas de Co, Ni y Cu, respectivamente. En conjunto, se trata de una roca brechificada, venulada, completamente recristalizada y posteriormente tectonizada.

De acuerdo con estas características, se han distinguido microscópicamente dos tipos fundamentales: el denominado como *brecha ankerítica* (el más común; contiene numerosos fragmentos de roca ankerítica carbonosa cementados por ankerita filoniana: fig. 11) y el puramente hidrotermal (de relleno o de reemplazamiento, fig. 12), designado como *ankerita filoniana*, que representa un caso extremo mucho menos frecuente.

La ankerita que ocupa las vetas aparece en cristales límpidos de tamaño variable, pero en general de medio a grueso y siempre superior al de

la matriz de los clastos. Estos se componen, igualmente, de ankerita, aunque de menor cristalinidad (fina normalmente) e idiomorfismo y, además, contienen materia carbonosa, sericita y cuarzo. Las características de la ankerita, en todos los casos e independientemente de su cristalinidad, son: tendencia a las formas subeuhedrales (rombohedrales), coloración parda bastante acentuada, maclas polisintéticas escasas, signos de deformación (extinciones ondulantes y cataclisis en general).

El carácter textural de la brecha ankerítica está determinado por la importante venulación que

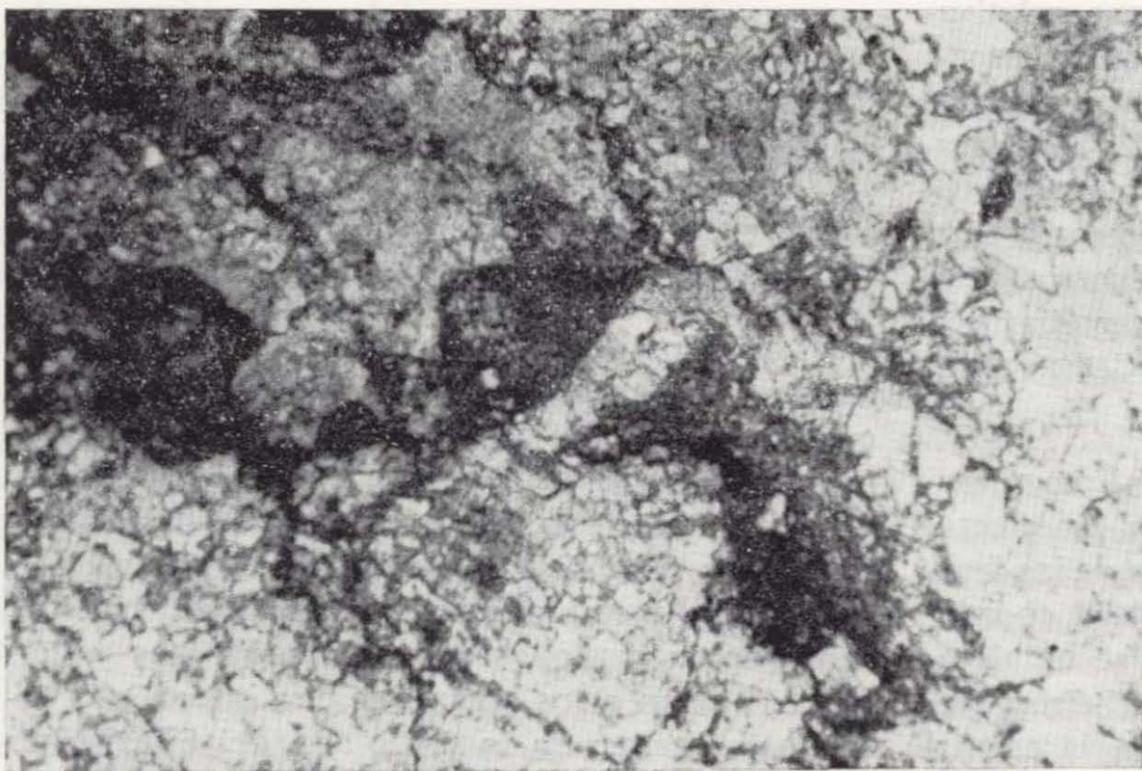


Figura 11.—Brecha ankerítica: fragmentos residuales de roca micrítica ankeritizada (color gris oscuro) englobados en ankerita hidrotermal (masa cristalina y vetas, color gris claro). Escaso cuarzo (blanco) y restos de materia orgánica (hiladas negras). Muestra 50-4 (a 2 m. de la muestra 50-5, fig. 5); cota 1.690 m., 150 m. al NO de la entrada principal de la mina San Carlos (N//, 45×).



Figura 12.—Estructuras estilolíticas (residuos de materia carbonosa con opacos asociados) en roca ankerítica. Toda la ankerita que se observa en la foto es hidrotermal. Muestra SC-4', mina San Carlos, 3.ª planta (N//, 45×).

presenta, resultando, al microscopio, una roca heterocristalina y heterogénea. Los efectos deformantes se traducen en una cataclasis sin orientación aparente asociada. La composición homogénea de la roca y la competencia de la ankerita impiden aquí la milonitización que, en contraste, se aprecia en las calizas bandeadas.

Es bastante común la presencia de cuarzo en pequeñas cantidades. A excepción de escasos granos detríticos de tamaño arena que pueden aparecer en algunas ocasiones, en general el cuarzo está notablemente recristalizado o bien es un cuarzo prismático que se halla ligado a la ankerita de las vetas. Como accesorio no es raro encontrar calcita, cuyos cristales ocupan posiciones intersticiales respecto a los de ankerita. Otro accesorio, cuya presencia ha sido detectada sólo en las muestras mineralizadas, es la eritrina, mineral que se halla en pequeños agregados fibrosos-radiados, cicatrizando fisurillas.

Puntualmente pueden visualizarse reliquias de carbonato de tamaño micrita, englobadas en los pequeños cristales de ankerita que forman la roca o en sus uniones. Se puede, pues, pensar en un proceso de ankeritización por el que, a través de una densa red de stockwerks, la roca carbonatada original, supuestamente calcárea, tras haber sufrido un proceso común de dolomitización —seguramente se trataba ya de una roca dolomítica— se ve reemplazada en su práctica totalidad, siendo sustituida la dolomita por ankerita. Así, por ejemplo, un demuestre detallado efectuado en el indicio 50 (fig. 3) documenta la transición desde una caliza biogénica dolomitizada (figura 5) hasta la típica brecha ankerítica (figura 11). A este respecto ha de notarse que en la caliza bandeada milonítica se encuentra también evidencia de este proceso. Así, en lentejones de dicha roca observados en la Mina San Carlos se ha podido constatar la dolomitización (?) y la ankeritización parcial de una caliza micrítica fosilífera.

Las impurezas pelíticas (sericita) y carbonosas quedan como relictos, ocupando las porciones intercristalinas que les deja la ankerita al crecer. A menudo también se hallan en forma de hiladas irregulares o, asimismo, en superficies estilolíticas como residuos sin disolver (fig. 12). Las menas de Co-(Ni-Cu-Fe) pueden aparecer espacialmente ligadas a estas estructuras.

En algunos puntos ha podido observarse calcitización tardía de la ankerita. Esta sustitución ankerita-calcita lleva consigo la formación de abundante goethita, que queda como inclusión en los cristales de calcita, proporcionando a la roca una ostensible coloración rojiza.

Caliza bandeada

Mesoscópicamente, la característica más destacada de esta caliza —sólo excepcionalmente hay algún nivel de dolomía pizarrosa— es su fino bandeado milonítico. Su color es generalmente negro, aunque también se observan tonos claros, ocres y rosados. Se compone esencialmente de calcita con ankerita —bandas, vetillas, ojos— ocasional y con impurezas carbonosas, pelíticas o arenosas. Podría derivarse de una micrita o microesparita, relativamente pura, que ha sufrido un metamorfismo regional apenas perceptible frente al manifiesto metamorfismo dinámico (milonitización).

Es difícil definir con precisión la intensidad de la milonitización si se tiene en cuenta que la roca de partida era ya microcristalina. Sin embargo, la mayor cristalinidad de la ankerita (cristales de tamaño medio) y su comportamiento tectónico como material competente en relación con la calcita (fig. 13) hacen que resulte muy llamativo el proceso, ya manifiesto a escalas mesoscópica y de detalle. Los cristales de ankerita quedan a modo de ojos, lentejones o budines orientados envueltos en una matriz de calcita microcristalina orientada del mismo modo.

Se pueden distinguir, al menos, tres tipos de calcita perfectamente diferenciados que representan sendas generaciones de dicho mineral. El primero corresponde a la calcita microcristalina, que compone la gran masa de la roca. El segundo, a una calcita cristalina en vetas que aparece en cristales mediogranulares, sola o con ankerita, cuarzo y sulfuros (más raramente). Esta calcita se encuentra con maclado lamelar y polisintético y muestra fuertes efectos deformantes que se ponen de relieve por fracturaciones, flexionamientos del plano de macla, extinciones ondulantes, macclas de deformación y, sobre todo, por una granulación que comienza siendo marginal, pero que puede acabar afectando al cristal casi por completo. Este segundo tipo resulta, al microscopio,



Figura 13.—Veta de ankerita deformada en caliza veteadada milonítica. La orientación milonítica es paralela a la máxima longitud de la foto. Muestra L3-O3, galería L3 (N//, 45×).

el mejor guía para conocer la magnitud de la deformación.

Por último, el tercer tipo sólo está presente en contadas ocasiones y corresponde a una calcita también vetiforme, pero que no ha sufrido los mismos efectos tectónicos que la del tipo anterior.

CONCLUSIONES

Las mineralizaciones estudiadas aparecen en estrecha relación espacial con una roca característica («brecha ankerítica») cuyo origen es metasomático y cuya distribución espacial, restringida al ámbito del Paleozoico autóctono exclusivamente, obedece a un estrecho control tectónico (fracturas mayores E-O, subverticales).

En las zonas de mayor desarrollo de dicha roca ésta adquiere una morfología estratoide, extendiéndose, a partir de las fracturas mencionadas, en cuerpos tabulares más o menos subhorizontales, cosa que sólo ocurre en el seno del Sistema Silúrico (pizarras ampelíticas). Cuando la roca ankerítica está asociada a rocas ordovícicas forma masas irregulares dispuestas casi siempre a lo largo de dichas fracturas.

El carácter de las fracturas citadas, que han actuado como importantes fallas en, al menos, dos ocasiones bien diferenciadas (tiempos pre y post-triásicos), no se asimila al de fracturas tensionales (ac) de la fase principal hercínica, propicias

para el relleno filoniano. Su origen parece relacionado, más bien, con los efectos tectónicos de empuje de la intrusión granodiorítica del Cinqueta (o de Bielsa) hacia el fin del Westfaliense.

Las disoluciones hidrotermales responsables de la ankeritización y de las numerosas alteraciones observadas en las rocas magmáticas se atribuyen, igualmente, a fases póstumas relacionadas con dicha intrusión.

Las características físicas y mecánicas (impermeabilidad, plasticidad) de las pizarras ampelíticas silúricas y la existencia en su seno de niveles carbonatados (calizas dolomitizadas) intercalados explican la intensificación de los procesos metasomáticos precisamente en estos niveles, dando lugar a los cuerpos estratiformes de roca ankerítica, que son los más desarrollados e importantes.

El movimiento de las citadas fracturas durante el ciclo hercínico, elevando el bloque norte, ha dado lugar al desmantelamiento de los posibles niveles de roca ankerítica, potencialmente mineralizados, en dicho bloque a causa de la erosión pre-triásica. Su posterior rejuego, en sentido contrario, durante el ciclo alpino ha dado lugar a la configuración actual, trastornada luego, en la zona de la mina San Carlos, por efecto del cabalgamiento de la unidad de Los Millares.

Por lo que respecta al origen de las concentraciones de Co-(Ni-Cu-Fe), estrechamente asociadas a la brecha ankerítica, es de notar que dichas

concentraciones sólo se presentan cuando la brecha ankerítica se encuentra intercalada entre las pizarras ampelíticas. Existe, pues, un control litoestratigráfico de los procesos de concentración de dichos metales por el Sistema Silúrico, además del control tectónico mencionado.

Las características señaladas hacen presumir que la génesis de las mineralizaciones de Co-(Ni-Cu-Fe) se debe a la convergencia de agentes —o factores minerogenéticos, en el sentido de BAUMANN y TISCHENDORFF, 1976— magmáticos (responsables de las emanaciones hidrotermales, de la activación térmica y del metamorfismo de contacto), factores tectónicos (control por fracturas E-O) y particularidades litológicas del Sistema Silúrico.

Si bien el estudio detallado de las mineralizaciones citadas y la interpretación de estos factores desde un punto de vista metalogenético son el objeto de un próximo trabajo (CASTROVIEJO, 1985, en prensa), la asociación exclusiva de dichas menas con las pizarras ampelíticas induce a la sospecha de que en éstas puede hallarse la fuente de los metales concentrados en el nivel ankerítico. Para valorar debidamente y precisar esta interpretación previa es necesario, evidentemente, el contrastarla críticamente con todos los datos geológicos del yacimiento en su conjunto y, en particular, con los derivados del estudio mineralógico-textural y de la caracterización paragenética del yacimiento, tarea que se aborda en el trabajo citado.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Instituto Nacional de Industria y a la E. N. ADARO las facilidades dadas para la realización de este trabajo y la autorización para publicarlo. Agradecen, asimismo, a sus compañeros A. Lago y C. Vaquero su valiosa colaboración en las fases iniciales de la investigación y la realización de diversas determi-

naciones mineralógicas por Difracción de Rayos X, respectivamente.

BIBLIOGRAFIA

- BAUMANN, L., y TISCHENDORF, G.: *Einführung in die Metallogenie/Minerogenie*. VEB, Leipzig, 460 pp. (1976).
- CASTROVIEJO, R.: *Mineralogía y Génesis de las concentraciones metálicas de Co-(Ni-Cu) de la Mina de San Juan de Plan (Valle de Gistáin), en el Pirineo de Huesca*. Bol. Geol. y Minero (1985), en prensa.
- CASTROVIEJO, R., y MORENO, F.: *Estructura y Metalogenia del Campo Filoniano de Cierco (Pb-Zn-Ag) en el Pirineo de Lérida*. Bol. Geol. y Minero, t. XCIV-IV, pp. 291-320 (1983).
- DALLONI, M.: *Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon*. Ann. Fac. Sc. Marseille, vol. XIX, 436 pp. (1910).
- GROEN, C.: *The geology of the Cinqueta region, Spanish Pyrenees, province of Huesca*. Tesis doctoral Utrecht, 114 pp. (1978).
- MALIVERNEY, C.: *Géologie et métallogénie du gîte de cobalt de Gistáin dans les Pyrénées espagnoles*. Bull. BRGM, sect. II, núm. 6, pp. 433-448 (1973).
- MALLADA, L.: *Descripción física y geológica de la provincia de Huesca*. Mem. Com. Mapa Geol. de España, tomo VI, Madrid, 439 pp. (1878).
- MARTÍNEZ, CL.: *Etude structurale de la région de la Cinqueta (Substratum de la nappe de Gavarnie), Pyrénées, Centrales (Espagne)*. These 3^{me} cycle, Montpellier, 107 páginas (1968).
- MEY, P. H. W.: *The geology of the upper Ribagorzana and Baliera valleys, Central Pyrenees, Spain*. Leidse Geol. Meded. 41, pp. 153-220 (1967).
- RÍOS, L. M.; BELTRÁN, F. J.; LANAJA, J. M., y MARÍN, F. J.: *Contribución a la geología de la zona axial pirenaica, valles del Cinca y Esera, provincia de Huesca*. Libro homenaje al Prof. Solé Sabaris, Acta Geológica Hispana, tomo 14, pp. 271-279 (1979).
- RÍOS, L. M.; LANAJA, J. M.; RÍOS MITCHELL, J. M., y MARÍN, F. J.: *Hoja 179 (Bielsa) y Memoria*. Mapa Geológico de España, 1:50.000 (MAGNA, 2.ª serie). I. G. M. E. (Madrid) (1982).

Recibido: Marzo de 1985