

Las mineralizaciones de baritina de Talayuelas, Cuenca (Cordillera Ibérica)

J. JULIÁN HUERTA

Área de Cristalografía y Mineralogía,
Dep. Geología, Universidad Autónoma de Barcelona *

RESUMEN

Las mineralizaciones filonianas de baritina de Talayuelas (Cuenca) se localizan en el contacto entre la facies Buntsandstein y el Muschelkalk inferior. Los filones, en estrecha relación con las grandes fracturas, llevan direcciones NO-SE y ONO-ESE y presentan una mineralogía formada por baritina-dolomita-cuarzo-siderita y baritina-siderita-dolomita, junto a abundante goethita y hematites. Los valores de $\delta^{34}\text{S}$ varían entre 12 y 17,7 ‰ (CDT) y están de acuerdo con valores de evaporitas triásicas. El modelo genético propuesto es el de mezcla de dos soluciones: una solución hidrotermal ascendente a través de fracturas permeables y soluciones sulfatadas descendentes provenientes de ambientes sedimentarios del tipo sabkha.

Palabras clave: Triásico, baritina, filones, hidrotermal, Cordillera Ibérica, Cuenca.

ABSTRACT

The barite veins of Talayuelas, Cuenca (Iberian Chain) are located at the boundary between the Buntsandstein facies and the Lower Muschelkalk. The veins are clearly related with the main regional fractures, trend-

* Dirección actual: CGS, S. A. C./ Corazón de María, 15. 28002 Madrid.

ing NW-SE and WNW-ESE. They show two associations: baryte-dolomite-quartz-siderite and baryte-siderite-dolomite, along with abundant goethite and hematite. The $\delta^{34}\text{S}$ values range between 12 and 17.7‰ (CDT) and are very similar to triassic evaporites. A proposed genetic model is based upon a mixing of two solutions: a hydrothermal one ascending through permeable fractures and sulphate solutions coming down from sabkha environments.

Key words: Triassic, barite, veins, hydrothermal, Iberian Chain, Cuenca.

INTRODUCCIÓN

La zona estudiada incluye parte de los términos municipales de Talayuelas y Garaballa, en la provincia de Cuenca y parte de Sinarcas (Valencia), a 111 Km al Este de Cuenca capital.

De acuerdo con la división clásica de la Cordillera Ibérica, la zona se sitúa en el denominado Sector Levantino, inmediatamente al Este de la Depresión de Teruel-Mira (Fig. 1), en el extremo meridional del Anticlinalorio de la Serranía de Cuenca.

Dentro de esta estructura, especialmente en los materiales permotriásicos y en los afloramientos Paleozoicos, son relativamente frecuentes los indicios de minerales metálicos, en particular de hierro y cobre, acompañados en ocasiones por baritina. Muchos de ellos se explotaron en el pasado y algunas labores pueden, incluso, datar de época romana. No fue, sin embargo, hasta mediados de siglo pasado y comienzos del actual cuando la minería en la zona adquirió pujanza. Los primeros estudios datan de esta época, destacando Abeleira (1857), que describe la mina de cobre argentífero Santa Filomena de Garaballa y, sobre todo, el trabajo de Cortázar (1875). Este autor hace referencia a la existencia de filones de cobre gris y calcopirita con ganga de baritina en el paraje del Cerro de las Minas, cerca de Talayuelas.

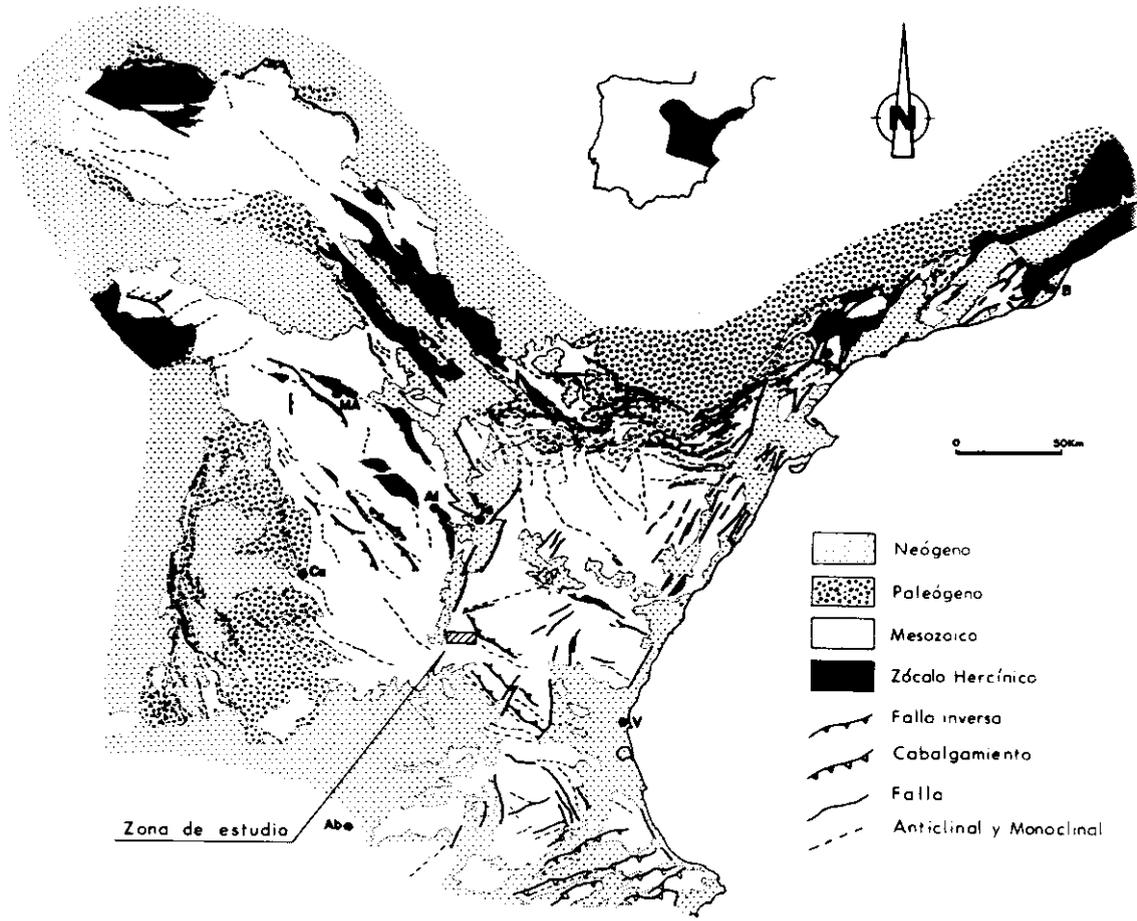
Estudios más modernos señalan la presencia de baritina como cemento en algunos niveles de la base del Permo-Trías (Marfil, De la Cruz & De la Peña, 1977; De la Cruz, Marfil, De la Peña & Arribas, 1987), en sondeos situados al Sur de Talayuelas, en la zona de estudio.

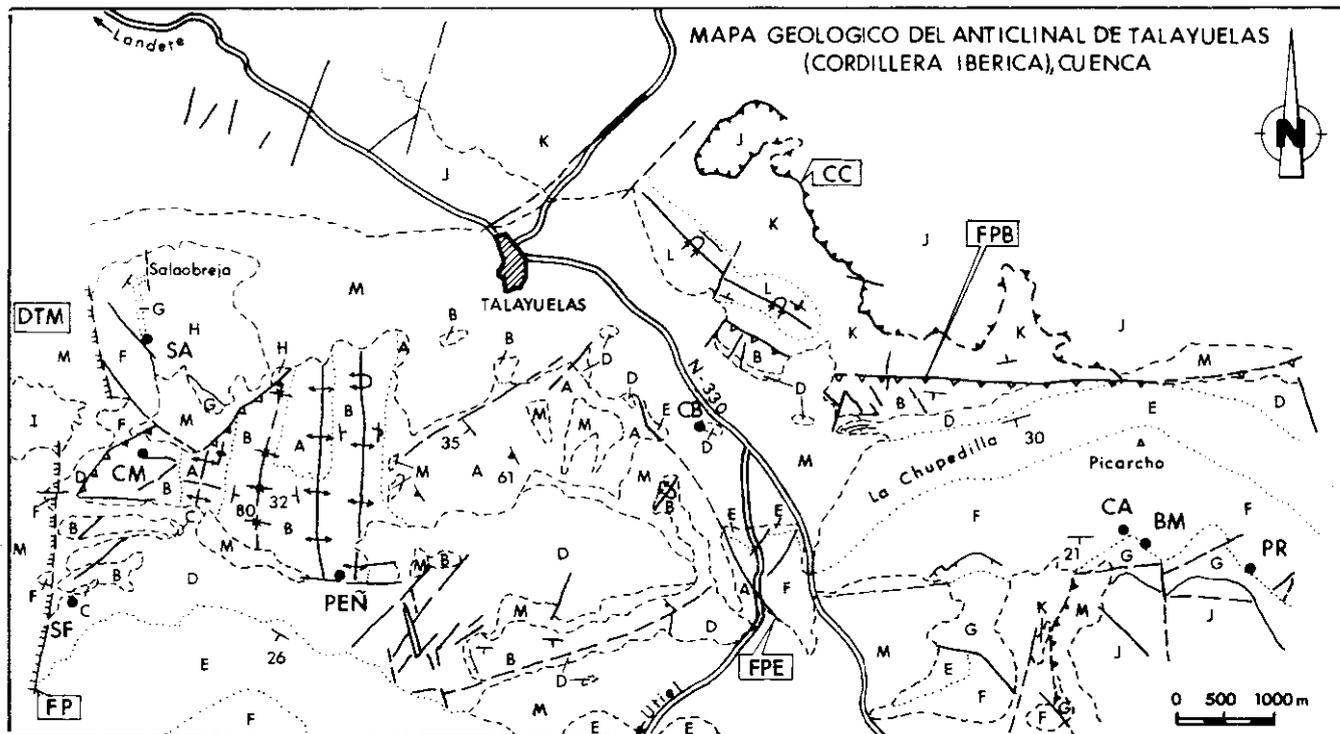
Fuera del aspecto mineralógico y metalogénico existen varias publica-

Fig. 1.—Situación geológica del área de estudio. Mapa extraído de Guimerà & Álvaro (1991).

Cu: Cuenca, MA: Molina de Aragón, Al: Albarracín, V: Valencia, B: Barcelona.

Fig. 1.—Geologic setting of the studied area. Map from Guimerà & Álvaro (1991).





1		4		7		10		13		16		19	
2		5		8		11		14		17			
3		6		9		12		15		18			

ciones que inciden sobre la estratigrafía de los materiales permo-triásicos, encajantes de las mineralizaciones (López, 1985); y la estructura del sector estudiado, destacando en este aspecto Brinkmann (1931) y Viallard (1973).

Este trabajo forma parte de un proyecto de investigación de las mineralizaciones hidrotermales de baritina de «edad alpina», sobre cuyo tema se han realizado diversas publicaciones preferentemente en las Cordilleras Costeras Catalanas (Font, 1983; Melgarejo, 1983; Canals & Ayora, 1988, y Cardellach, Canals & Tritlla, 1990) y en la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica (Osácar, 1989, y Osácar, Besteiro & Pocoví, 1991).

El principal objetivo de este trabajo es dar a conocer la morfología y estructura de las mineralizaciones y los primeros datos sobre la geoquímica de las baritinas (isótopos estables de azufre y elementos traza). Posteriormente se formulará una hipótesis sobre la génesis de la mineralización, comparándola con otras de la misma naturaleza situadas en áreas vecinas (Catalánides y rama aragonesa de la Cordillera Ibérica).

Fig. 2.—Mapa geológico y minero del Anticlinal de Talayuelas, Cordillera Ibérica, Cuenca. *Legenda:* 1: estratificación, 2: ídem invertida, 3: esquistosidad, 4: ídem subvertical, 5: falla, 6: falla normal, 7: falla inversa, 8: cabalgamiento, 9: contacto normal, 10: ídem supuesto, 11: contacto discordante, 12: contacto mecánico, 13: línea de capa, 14: anticlinal, 15 ídem volcado, 16: sinclinal, 17: ídem volcado, 18: indicio minero, 19: estructuras principales.

Formaciones, facies y sistemas: A: pizarras y cuarcitas; B: cuarcitas; C: brechas cuarcíticas; D: Conglomerados de Boniches; E: Limos y Areniscas de Alcotas; F: Areniscas del Cañizar; G: Dolomías de Landete; H: Areniscas, Margas y Yesos del Mas; I: Keuper; J: Jurásico; K: Weald y Utrillas; L: calizas nodulosas.

Relación de estructuras: FPB: Falla de Peña Blanca; FP: Falla de La Pasadera; FPE: Falla de Peñarroya; CC: Cabalgamiento de Campalbo-Los Altos; DTM: Depresión de Teruel-Mira.

Indicios mineros: CA: Collado del Arenal (Ba, Fe); BM: Barranco Mortero (Ba, Fe); PR: Peña del Rayo (Ba, Fe); SA: Salaobreja (Ba, Fe); PEÑ: Peñarroya (Fe); CB: Cerrito Baeza (Fe); CM: Cerro de las Minas (Fe, Cu); SF: Sta. Filomena (Sb, Cu, Ag).

Fig. 2.—*Geological and mining map of the Talayuelas Anticline, Iberian Range, Cuenca. Legend:* 1: bedding; 2: overturned bedding; 3: cleavage; 4: vertical cleavage; 5: fault; 6: normal fault; 7: reverse fault; 8: thrust fault; 9: normal contact; 10: supposed contact; 11: discordant contact; 12: mechanic contact; 13: bed line; 14: anticline; 15: overturned anticline; 16: syncline; 17: overturned syncline; 18: ore deposits; 19: main structures.

Formations, facies and systems: A: slates and quartzites; B: quartzites; C: quartzitic breccias; D: Boniches conglomerates; E: Alcotas Silts and Sandstones; F: Cañizar Sandstones; G: Landete Dolomites; H: Mas Sandstones; Marls and gypsum; I: Keuper; J: Jurassic; K: Weald and Utrillas; L: nodulose limestones.

Structures: FPB: Peña Blanca fault; FP: La Pasadera fault; FPE: Peñarroya fault; CC: Campalbo-Los Altos thrust; DTM: Teruel-Mira basin.

Ore deposits: CA: Collado del Arenal (Ba, Fe); BM: Barranco Mortero (Ba, Fe); PR: Peña del Rayo (Ba, Fe); SA: Salaobreja (Ba, Fe); PEÑ: Peñarroya (Fe); CB: Cerrito Baeza (Fe); CM: Cerro de las Minas (Fe, Cu); SF: Santa Filomena (Sb, Cu, Ag).

MÉTODOS Y TÉCNICAS DE ESTUDIO

Se ha realizado un muestreo de baritinas en los tres indicios considerados más representativos (Fig. 2): *a*) Salaobreja. Hoja 637, Landete, al Oeste de Talayuelas. *b*) Barranco Mortero y Collado del Arenal. Hoja 665, Mira, al Este de Talayuelas y Noroeste de Sinarcas (Valencia).

Las muestras se estudiaron en el microscopio petrográfico, previamente teñidas con rojo de Alizarina. El análisis cuantitativo de elementos trazas se realizó mediante FRX sobre muestras de baritina, separadas manualmente y posteriormente molidas en mortero de ágata.

Para determinar el carbonato acompañante de las baritinas y los minerales presentes en la zona de alteración se utilizó la DRX.

Se han analizado los isótopos de azufre en 19 muestras de barita: 13 de la zona de Collado del Arenal y 6 de Salaobreja (Fig 2).

Para poder analizar los isótopos de S del sulfato, éste se transforma en SO₂ mediante descomposición térmica (1.200°C) al vacío en presencia de cuarzo. Para eliminar las pequeñas cantidades de SO₃ que pudieran aparecer, se hace pasar el gas a través de Cu caliente a una temperatura de 400°C. El SO₂ obtenido fue analizado en un espectrómetro de masas tipo «Nuclide-60-6º». Los datos obtenidos se presentan como desviaciones por mil ($\delta^{34}\text{S}$) relativas al standard meteorítico de la troilita del Cañón del Diablo (CDT).

CONTEXTO GEOLÓGICO

ESTRATIGRAFÍA

La estratigrafía del entorno de las mineralizaciones está formada por el zócalo paleozoico y una cobertera permo-triásica.

El Paleozoico

Los materiales paleozoicos afloran en el núcleo del Anticlinal de Talayuelas y al Norte de la estructura monoclinial de La Chupedilla-El Picarcho (Fig. 2). Están constituidos por dos unidades, según Fonolla *et al.* (1974): pizarras y cuarcitas a la base y cuarcitas masivas y alternancia de pizarras y cuarcitas a techo.

La presencia de *Cruziana furcifera* D'Orbigny en las cuarcitas de la

unidad superior indica una edad Arenig para estos materiales, asignándose al Tremadoc las pizarras y cuarcitas de la unidad inferior.

El Permo-Triás en facies Buntsandstein y Muschelkalk inferior

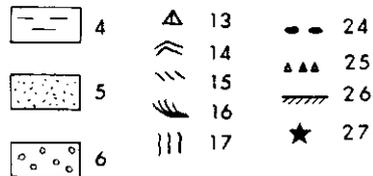
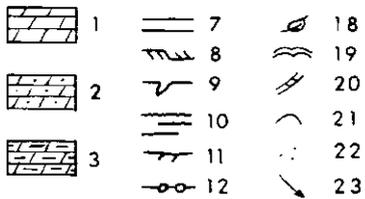
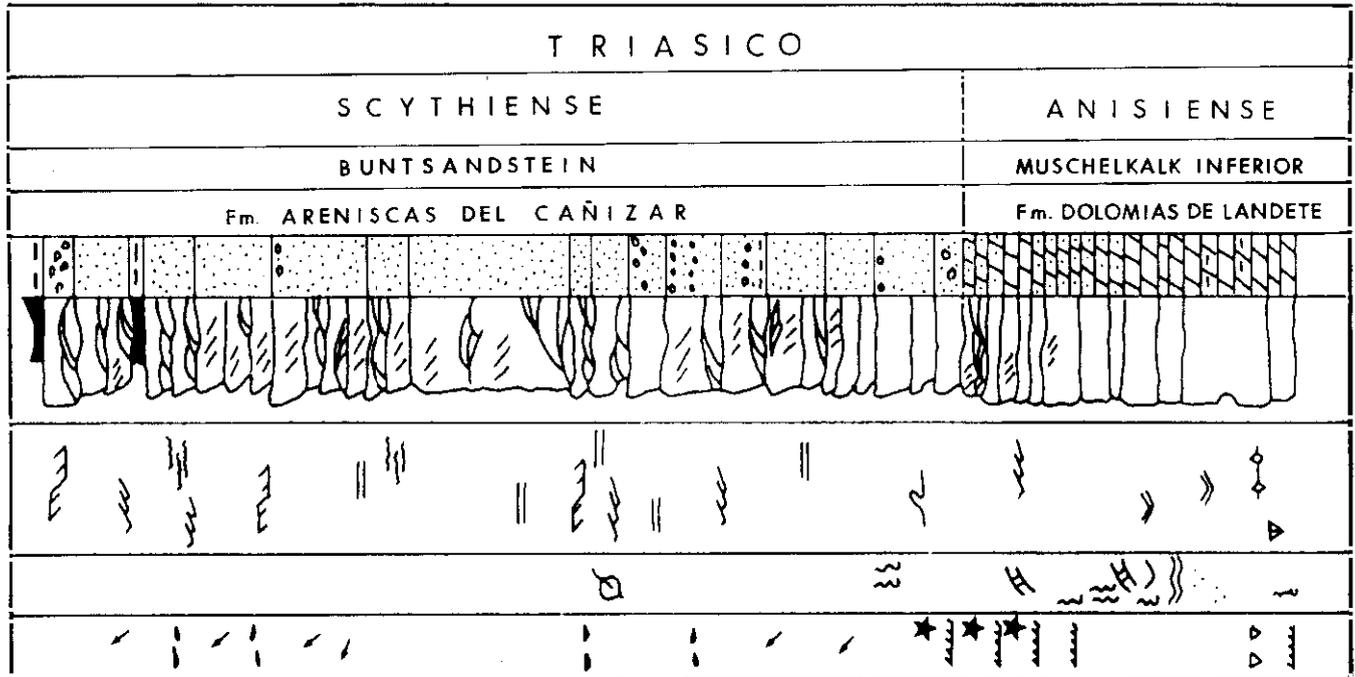
La serie permo-triásica de Talayuelas ha sido descrita por López (1985) en la columna del Arroyo de La Chupedilla .

Los sedimentos permo-triásicos rellenaron un gran surco de dirección NW-SE, en los orígenes del Aulacógeno Ibérico (Álvaro, Capote & Vegas, 1979) durante la etapa de *rifting* que abarca el Pérmico Superior y Triásico. Todos estos depósitos se disponen en discordancia angular sobre el zócalo paleozoico. Las fosas subsidentes a lo largo del surco antes citado, estaban controladas por fallas extensionales, que motivaron los rápidos e importantes cambios de espesor existentes y las características sedimentológicas de estos materiales.

La secuencia permo-triásica comienza con la Formación «Conglomerados de Boniches», que se apoya en discordancia angular sobre el Paleozoico o sobre unas brechas cuarcíticas como sucede en los alrededores de Mina Santa Filomena. Está formada por conglomerados de cantos de cuarcita, con huellas de presión y matriz arenosa, más abundante hacia techo. Hay delgadas intercalaciones de areniscas de grano medio rosadas, con alto contenido en moscovita. Estos sedimentos se interpretan como depósitos de abanicos aluviales proximales con paleocorrientes dominantes N-S (López & Arche, 1985).

Sobre los conglomerados y en contacto concordante se dispone la Formación «Limos y Areniscas de Alcotas», formada por lutitas rojas e intercalaciones esporádicas de areniscas microconglomeráticas y/o conglomerados. Dataciones con palinomorfos cerca de Landete (Boulouard & Viillard, 1971) y en Talayuelas (López & Arche, 1985) confirman su edad Thuringiense. Han sido interpretados por López & Arche (1986-87) como depósitos de abanicos aluviales distales que alimentaban llanuras aluviales fangosas.

El techo de la facies Buntsandstein es la Formación «Areniscas de El Cañizar» (Fig. 3). La litología dominante es bastante homogénea. Está formada por areniscas arcósicas rosadas («Rodeno») con esporádicas intercalaciones de lutitas rojas y conglomerados. Mineralógicamente se componen de cuarzo y feldespato (plagioclasa y ortosa), con un contenido menor en micas, especialmente moscovita. El cemento es predominantemente silíceo, localmente ferruginoso y, muy raramente, de baritina. Pe-



20
0

trológicamente, López (1985) las clasifica mayoritariamente como ortocuarcitas, con menor proporción de subarcosas y protocuarzitas. De la Cruz *et al.* (1987), sin embargo, las clasifican predominantemente como subarcosas y arcosas, con un área fuente granito-gneílica. El techo de la formación muestra frecuentes decoloraciones, con alteración y abundantes óxidos de hierro, así como cemento carbonatado. Este hecho ha sido interpretado por López (1985) como una superficie de interrupción de la sedimentación con formación de paleosuelos. López (1987) interpreta estos materiales como depósitos de sistemas arenosos fluviales de baja sinuosidad.

La base de la facies Muschelkalk corresponde a la Formación «Dolomías de Landete». Según López, Alonso, Mas & Meléndez (1988), está formada por dos secuencias deposicionales separadas por una discontinuidad de carácter regional. Esta es una paleosuperficie con desarrollo de procesos de karstificación y costras ferruginosas. La secuencia inferior está formada por dolomías ferruginosas sacaroides, con granos de cuarzo dispersos. Representa depósitos de alta energía ligados a llanuras mareales formadas durante una rápida transgresión marina. La secuencia superior representa ambientes inter-, sub- y supramareales, con desarrollo de «sabkhas». La mineralización objeto de este estudio nunca sobrepasa esta discontinuidad.

ESTRUCTURA

Las mineralizaciones de baritina se localizan en el extremo suroriental del Anticlinorio de la Serranía de Cuenca, definido por Viillard

Fig. 3.—Columna estratigráfica de las Formaciones Areniscas del Cañizar y Dolomías de Landete, en el sector de Talayuelas, modificado de López (1985).

Leyenda: 1: dolomía; 2: dolomía arenosa; 3: marga; 4: limos y arcillas; 5: arenisca; 6: conglomerado; 7: laminación paralela; 8: superficie de reactivación; 9: «flute cast»; 10: «parting lineation»; 11: ripple de corriente; 12: «birdseye»; 13: «atepee»; 14: ripple de oscilación; 15: estratificación cruzada planar; 16: idem en surco; 17: bioturbación; 18: macroflora; 19: «algal mats»; 20: algas; 21: moluscos; 22: pellets; 23: paleocorrientes; 24: intraclastos; 25: porosidad móldica de evaporitas; 26: nivel endurecido/costra/interrupción; 27: indicios de baritina. Escala en metros.

Fig. 3.—Stratigraphic section of the Cañizar Sandstones Formation and Landete Dolomites Formation near Talayuelas; modified from López (1985). *Legend:* 1: dolomite; 2: sandy dolomite; 3: marl; 4: silts and clays; 5: sandstone; 6: conglomerate; 7: parallel lamination; 8: reactivation surface; 9: flute cast; 10: parting lineation; 11: current ripple; 12: birdseye; 13: tepee; 14: wave ripples; 15: planar cross bedding; 16: Trough cross bedding; 17: bioturbation; 18: macroflora; 19: algal mats; 20: algae; 21: molluscs; 22: pellets; 23: paleocurrents; 24: intraclasts; 25: evaporite mold porosity; 26: hard ground; 27: baryte occurrences. scale in metres.

(1973). Esta estructura regional consiste en una serie discontinua de áreas antiformales de orientación ibérica (NO-SE). Cada una de ellas está formada por un núcleo paleozoico y un recubrimiento permo-triásico más o menos desarrollado. Algunas de estas estructuras, como los anticlinales de Cueva del Hierro, Valdemeca y Talayuelas, son marcadamente asimétricas, con el flanco septentrional afectado por fallas de salto vertical importante.

El anticlinal de Talayuelas es una estructura de dirección E-O con inmersión axial hacia el ESE. En su núcleo aparece el Paleozoico formado por cuarcitas y pizarras. Estos materiales son recubiertos por sedimentos permotriásicos en facies Buntsandstein y Muschelkalk inferior, formando el tegumento del zócalo y el resto de la cobertera mesozoica, despegada a favor del Keuper y/o Muschelkalk medio.

La estructura hercínica es muy similar a la descrita por Riba (1959) en los macizos del Collado de la Plata y El Nevero, en la Sierra de Albaracín. Durante una primera fase de deformación se generan pliegues de dirección N-S vergentes al E con esquistosidad de flujo en las pelitas y de fractura en las cuarcitas.

Durante el Terciario, la deformación alpina provoca la formación de un pliegue de fondo. En su núcleo el zócalo paleozoico y el tegumento actúan como un bloque rígido, fracturándose. El resto de la cobertera mesozoica está afectada por una tectónica de pliegues y cabalgamientos, controlada por niveles de despegue evaporíticos ubicados en el Muschelkalk medio y, sobre todo, en el Keuper.

Las estructuras alpinas más importantes son grandes fallas que hunden bruscamente los flancos septentrionales y orientales de los anticlinales (Guimerà & Álvaro, 1990). En el anticlinal de Talayuelas destacan la falla de Peñarroya, de dirección ONO-ESE, y la falla de Peña Blanca de dirección E-O (Fig. 2). Por el Oeste, este anticlinal queda limitado por la falla de La Pasadera, de dirección NNE-SSO, que marca el borde oriental de la depresión de Teruel-Mira.

Estos accidentes probablemente han rejugado desde los tiempos tardihercínicos. La falla de Peña Blanca, según Brinkmann (1931) es una falla inversa de fuerte buzamiento Sur, que pone en contacto el bloque permotriásico de El Picarcho al Sur, con materiales jurásicos y cretácicos al Norte. Sin embargo, Viillard (*op. cit.*) la interpreta como falla normal buzando 70° al Norte, con un cierto componente de desgarre. Esta falla produce un salto evaluado en centenares de metros durante las fases alpinas, y representa un cambio notable en la orientación de las estructuras que, hasta la depresión de Teruel-Mira, mantienen las direcciones ibéricas.

La disposición de los filones de baritina es subparalela a estas grandes fallas.

MINERALIZACIONES

Se han estudiado dos áreas mineralizadas: Salaobreja y Collado del Arenal, esta última agrupando además los pequeños indicios de Barranco Mortero y Peña del Rayo (Fig. 2).

Salaobreja

El yacimiento de Salaobreja se sitúa en una falla que pone en contacto las Formaciones El Cañizar y Landete (Fig. 2), antes citadas.

Esta falla, de dirección aproximada N48°O y buzamiento elevado hacia el NE está, en parte, rellena por la mineralización de baritina y óxidos de hierro.

Las areniscas microconglomeráticas del encajante se decoloran progresivamente a medida que se acercan a la zona mineralizada, con formación de anillos ferruginosos. Tienen, en conjunto, un buzamiento suave de 30-40°E.

Las dolomías, en contacto con la falla, están muy brechificadas.

Collado del Arenal

Los indicios de este sector se agrupan en la zona de contacto entre el techo de la facies Buntsandstein y la base del Muschelkalk de la serie monoclinial de El Picarcho (Fig. 2). Se encuentran a lo largo de una alineación aproximada N110°E en un área de 4 km².

El contacto entre areniscas y dolomías está señalado por dos hechos:

1. Importante zona de «bleaching» con fuerte decoloración y pérdida de coherencia de los granos de arenisca. Los análisis de difracción de RX en esta zona de alteración vecina a los filones revelan la presencia de calcita e illita.
2. Intensa ferruginización (aparición de abundante cemento hematítico-limonítico) en la base de las dolomías.

MORFOLOGÍA Y ESTRUCTURA DE LAS MINERALIZACIONES

Desde el punto de vista morfológico, existen dos tipos de mineralizaciones: filones y rellenos irregulares o geódicos.

Los filones son la morfología dominante. El estereograma de polos de filones refleja una clara relación con el campo de fracturación regional (Fig. 4). Así, en Collado del Arenal-Peña del Rayo forman una red sub-paralela según una alineación sensiblemente E-O, aunque existen también direcciones ortogonales menos desarrolladas. En Salaobreja las direcciones de los filones son NO-SE. El espesor de los filones observados raramente supera los 30 cm. Acostumbran a tener unos espaciados muy densos, a menudo decimétricos (Fig. 5a). Muy localmente (Peña del Rayo) se han observado rellenos de microfracturas con geometría «pull-apart» de componente sinistral y filones de textura brechoide, donde la baritina cementa fragmentos de arenisca. En Collado del Arenal, los filones son cortados por fracturas muy tendidas vergentes al Norte.

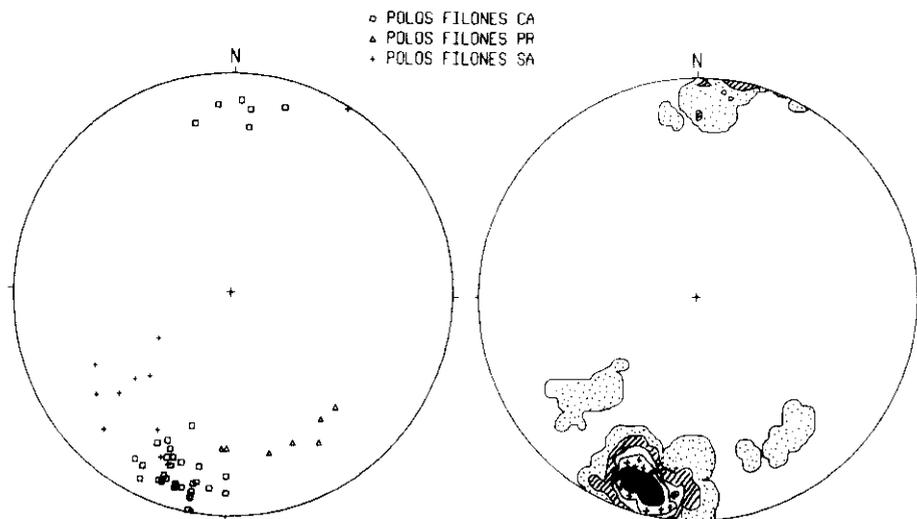


Fig. 4.—Estereograma de 52 polos de filones en Salaobreja (SA) y Collado del Arenal (CA)-Peña del Rayo (PR). Proyección de Schmidt, hemisferio inferior. Contornos del 2, 6, 11, 15 y 29 por 100. Ver figura 2 para localizaciones.

Fig. 4.—Polar stereographic projection of veins in Salaobreja (SA) and Collado del Arenal (CA)-Peña del Rayo (PR). Schmidt projection, lower hemisphere. Contours of 2, 6, 11, 15 and 29%. See figure 2 for locations.

Los rellenos irregulares son más frecuentes en las dolomías. Aquí la baritina rellena cavidades irregulares milimétricas a centimétricas que recuerdan un microkarst (Fig. 5b). El contacto entre la mineralización y la roca encajante es nítido, mostrando posibles fenómenos de disolución y la ausencia total de óxidos de hierro.

En las areniscas, dentro de la zona alterada y alrededor de la red de filones, hay geodas de baritina acompañada en ocasiones por cuarzo. Esta baritina es siempre euhedral y transparente, con película ocasional de óxidos. Estas geodas son de tamaño centimétrico a milimétrico y substituyen aparentemente a antiguos cantos blandos. El encajante está intensamente sericitizado.

MINERALOGÍA Y SECUENCIA DEPOSICIONAL

Se han estudiado 27 láminas delgadas de rocas permotriásicas mineralizadas distribuidas entre las áreas de Collado del Arenal (15), Barranco Mortero (2), Peña del Rayo (2) y Salaobreja (8) (Fig. 2).

Se observan básicamente dos asociaciones minerales, según se localizan en encajante arenoso o carbonatado. En el primer caso la asociación es baritina-cuarzo-dolomita ferrosa-siderita. En encajante dolomítico no aparece cuarzo. Estas asociaciones aparecen inmersas en una gran masa de óxidos de hierro que fueron explotados en el pasado.

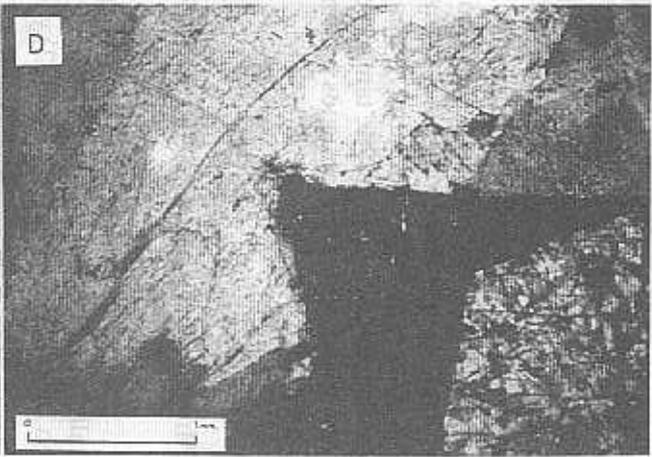
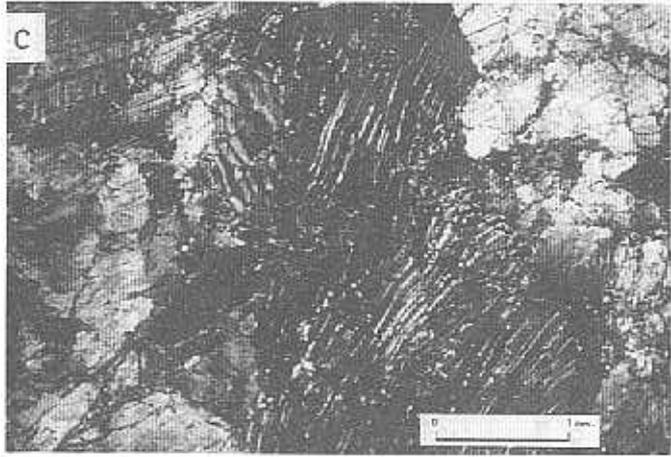
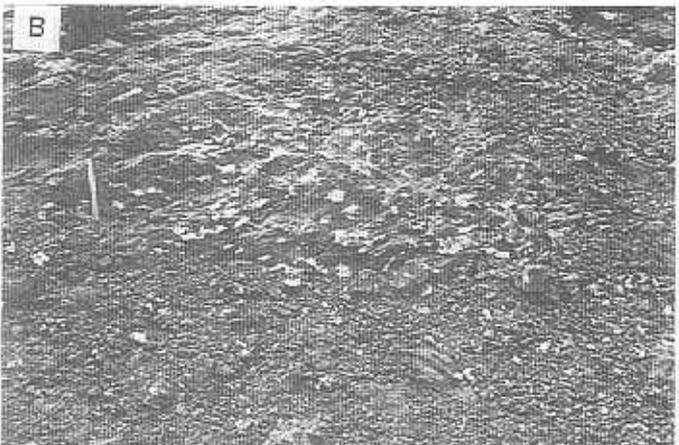
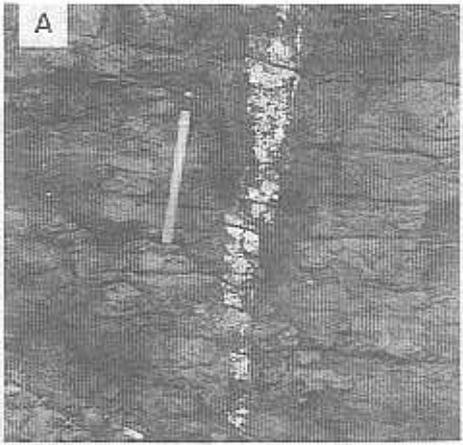
A continuación se describen los minerales existentes:

Baritina.—Aparece formando grandes cristales tabulares de tamaño centimétrico, con maclas en forma de libro, relleno la parte central de los filones, cavidades irregulares en las dolomías o tapizando geodas en areniscas. Suele mostrar signos de deformación (extinción ondulante, maclas mecánicas, etc..) y, excepcionalmente, posee intensa cataclisis (Fig. 5c) al hallarse relleno fracturas con rejuego posterior.

Dolomita.—Este mineral ha sido determinado mediante DRX. Forma romboedros, frecuentemente zonados, con una envoltura externa ferruginosa (Fig. 5d). Las ferruginizaciones pueden invadir los cristales a favor de las líneas de exfoliación. Este mineral crece preferentemente en las paredes de los filones y es claramente anterior a la baritina que, en ocasiones, parece sustituirla.

Siderita.—Tapizando las paredes de los filones aparecen cristales idiomórficos romboédricos apuntados que podrían atribuirse a este mineral, aunque desgraciadamente están siempre pseudomorfizados por óxidos de hierro. Este mineral se ha encontrado, con similares características, en

Fig. 1. (A) ... (B) ... (C) ... (D) ...



otros indicios de baritina del Triásico levantino (Fernández, Alonso & Díaz, 1989). Es la primera fase mineral en precipitar y, en algunas muestras, parece substituir a la roca encajante.

Cuarzo.—Siempre aparece en las muestras encajantes en areniscas y nunca en los filones que cruzan a las dolomías. Crece en las paredes de los filones o sobre granos de igual composición en la arenisca. Es idiomórfico y, localmente, muestra signos de corrosión. Al igual que la dolomita es anterior a la baritina.

Calcita.—Es un mineral netamente tardío con respecto a los anteriores. Rellena preferentemente grietas y fracturas formadas durante etapas de deformación posterior a la mineralización. Se observan dos generaciones: la primera con textura en mosaico y la segunda, de cristales poiquilíticos, que engloba a la anterior.

Óxidos de hierro.—Forman masas irregulares de espesor centimétrico, sobre todo en las paredes de los filones. Muestran texturas coliformes, mamelonares y botrioidales. Los minerales principales son limonita y goethita. Esta última aparece en una generación tardía, ocupando intersticios entre la baritina o bien rellenando microfracturas. Las goethitas, intensamente rojas con luz transmitida, muestran una zonación concéntrica.

La secuencia deposicional deducida se refleja en la figura 6, donde se observa una cristalización previa de carbonatos y cuarzo, posterior precipitación de la baritina y, tras la fracturación, generación de minerales supergénicos, especialmente óxidos de hierro.

Fig. 5.—*a.* Filón centimétrico de baritina-siderita-dolomita ferrosa cortando con alto ángulo a las dolomías ferruginosas de la base de la Formación Dolomías de Landete, en Collado del Arenal. El Norte a la izquierda en la fotografía. *b.* Morfologías irregulares de relleno de baritina en dolomías ferruginosas de Collado del Arenal. Obsérvese la ausencia de minerales de hierro acompañando a la baritina. *c.* Baritina muy deformada, con formación de maclas mecánicas. Rellena una fractura de dirección NO-SE que rejugó con posterioridad a su depósito en las fases compresivas alpinas. Indicio de Salaobreja. *d.* Romboedro zonado de dolomita ferrosa en las paredes de un filón. Indicio de Salaobreja.

Fig. 5.—*a.* Centimetric vein of baryte-siderite-ferroan dolomite cutting with high angle the ferruginous dolomites of the base of the Landete Dolomites Formation, in Collado del Arenal. The North is at the left in the photograph. *b.* Baryte filling irregular morphologies in ferruginous dolomites of Collado del Arenal. Look at the absence of iron ores accompanying the baryte. *c.* Very deformed baryte, with formation of mechanic macles. It fills a fracture of NW-SE trend which moved after his deposit during the compressional alpine phases. Salaobreja ore deposit. *d.* Zoned rhombohedron of ferroan dolomite in the walls of a vein. Salaobreja ore deposit.

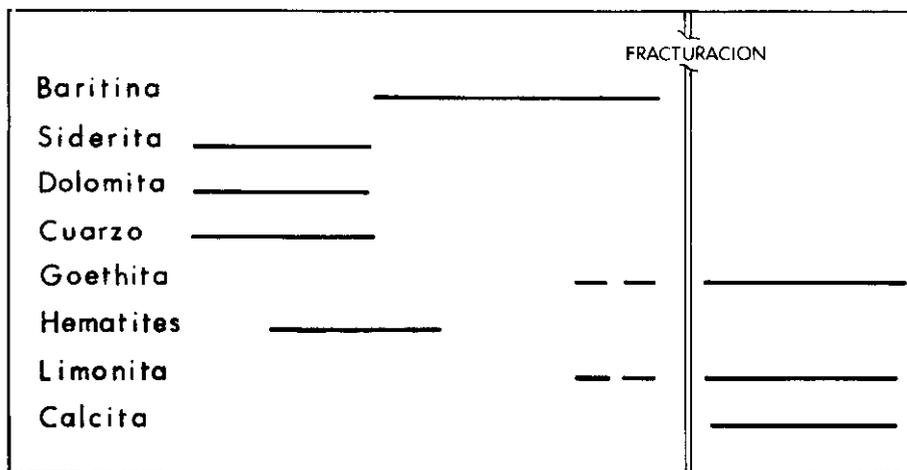


Fig. 6.—Secuencia deposicional de las mineralizaciones de Salaobreja y Collado del Arenal.
Fig. 6.—Depositional sequence in the Salaobreja and Collado del Arenal ore deposits.

ISÓTOPOS ESTABLES

RESULTADOS DEL ESTUDIO ISOTÓPICO

Los resultados del análisis isotópico se presentan en la figura 7.

Los datos obtenidos muestran un amplio espectro de $\delta^{34}\text{S}$, entre 12,0 y 17,7‰. Las muestras de Salaobreja son más uniformes (15,2-17,2‰) mientras que en Collado del Arenal las variaciones son mucho mayores. No se han muestreado filones en la vertical, dadas las condiciones de los afloramientos. En Salaobreja los resultados de un muestreo en superficie reflejan un enriquecimiento en $\delta^{34}\text{S}$ hacia el centro del filón. En Collado del Arenal parece existir un enriquecimiento relativo en el isótopo pesado en los filones superiores. Las muestras de filones en areniscas suelen mostrar $\delta^{34}\text{S}$ más altos que las que encajan en dolomías.

Los valores obtenidos concuerdan con los datos de la curva de Claypool *et al.* (1980) para valores de $\delta^{34}\text{S}$ de edades Triásico superior a Infralías. Estos valores también son coherentes con los encontrados por Utrilla (1989) en el sondeo Perenchiza-1 (13,8‰).

El enriquecimiento relativo de $\delta^{34}\text{S}$ en las muestras superiores de Collado del Arenal puede interpretarse en función de un cambio en el pH

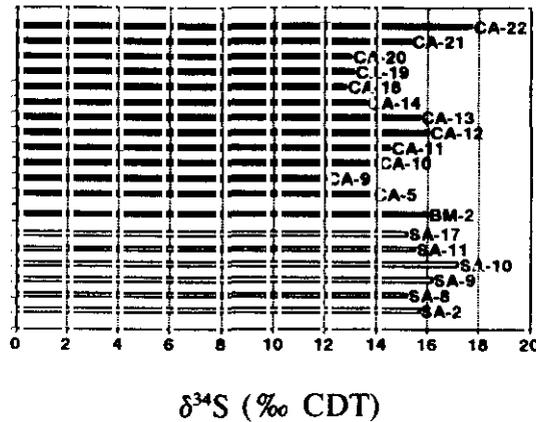


Fig. 7.—Histograma de medidas de $\delta^{34}\text{S}$.
 Fig. 7.—Histogram of $\delta^{34}\text{S}$ measurements.

de las soluciones hidrotermales al circular a través de rocas carbonatadas (medios básicos) (Ohmoto, 1972).

INTERPRETACIÓN

El estudio isotópico indica que el origen del azufre está en el lavado de niveles evaporíticos triásicos, o bien el influjo directo de agua marina de esta edad cargada en sulfatos. Esta hipótesis ha sido defendida por varios autores en Europa occidental y central (p.e. Gehlen, 1987). En España datos isotópicos similares se han obtenido en las Cadenas Costeras Catalanas (Cardellach *et al.*, 1990).

GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TRAZA

RESULTADOS

Los resultados analíticos de elementos traza obtenidos de 19 muestras de baritina se representan en la Tabla 1.

Un primer análisis de los resultados refleja la presencia de elementos como el As, Co, Cu, Pb y Zn.

Se han realizado varios diagramas de correlación, de los que se han escogido como más representativos Zn/Fe, Fe/Co, Co/Zn y Co/As

ELEMENTOS TRAZA EN BARITINAS (ppm)

	<i>Sr</i>	<i>Ca</i>	<i>K</i>	<i>Pb</i>	<i>Zn</i>	<i>Cu</i>	<i>Ni</i>	<i>Co</i>	<i>Fe</i>	<i>As</i>
Sa-2	17154	186	15	n/a	71	n/a	0,1	22	253	69
Sa-8	14428	144	n/a	n/a	64	19	n/a	18	291	46
Sa-9	15910	167	19	n/a	70	n/a	n/a	19	1421	53
Sa-10	14048	131	31	n/a	66	n/a	n/a	22	1017	53
Sa-11	6870	84210	290	n/a	70	n/a	0,3	26	4960	48
Sa-17	14295	157	90	2	68	n/a	0,1	15	681	36
BM-2	16730	161	36	n/a	68	n/a	n/a	18	638	39
CA-5	17305	197	142	n/a	68	n/a	n/a	25	4063	51
CA-9	16362	146	n/a	n/a	70	n/a	n/a	13	344	49
CA-10	13171	2792	3	n/a	68	133	n/a	18	443	53
CA-11	9041	32982	32	6	90	65	0,5	37	6167	50
CA-12	14585	1460	455	17	90	n/a	0,3	17	2414	50
CA-13	11848	4243	248	88	95	88	n/a	26	13392	49
CA-14	15865	6923	23	8	69	62	n/a	21	1263	50
CA-18	16149	14200	139	8	72	85	n/a	20	4336	48
CA-19	13839	4364	253	24	76	0,6	n/a	23	10910	58
CA-20	8750	14473	n/a	n/a	61	30	n/a	17	10699	54
CA-21	15978	4570	71	0,8	70	98	n/a	21	3348	45
CA-22	12237	28538	77	n/a	67	13	n/a	15	4023	53

Tabla 1—Elementos traza en Baritinas.

Table 1.—Trace elements in Barytes.

(Fig. 8). Se observa una correlación media entre Fe-Zn, Co-Zn y Fe-Co, con coeficientes de correlación (r) que oscilan entre el 0,4 y 0,5 y una baja correlación entre Co-As ($r = 0,177$).

Para el resto de elementos son notorios los hechos siguientes:

- Pb y Cu solo aparecen en Collado del Arenal con valores extremadamente variables (6-88 ppm y 13-133 ppm, respectivamente).
- El Ni aparece en cantidades insignificantes, mientras el Co es constante en todas las muestras con una media de 20,7 ppm.
- El Zn, al igual que el Co, aparece en relativa cantidad en todas las muestras. Es importante (90-95 ppm) en las muestras CA-11, CA-12 y CA-13, donde la baritina aparece relleno de bolsadas y venas irregulares en las dolomías.

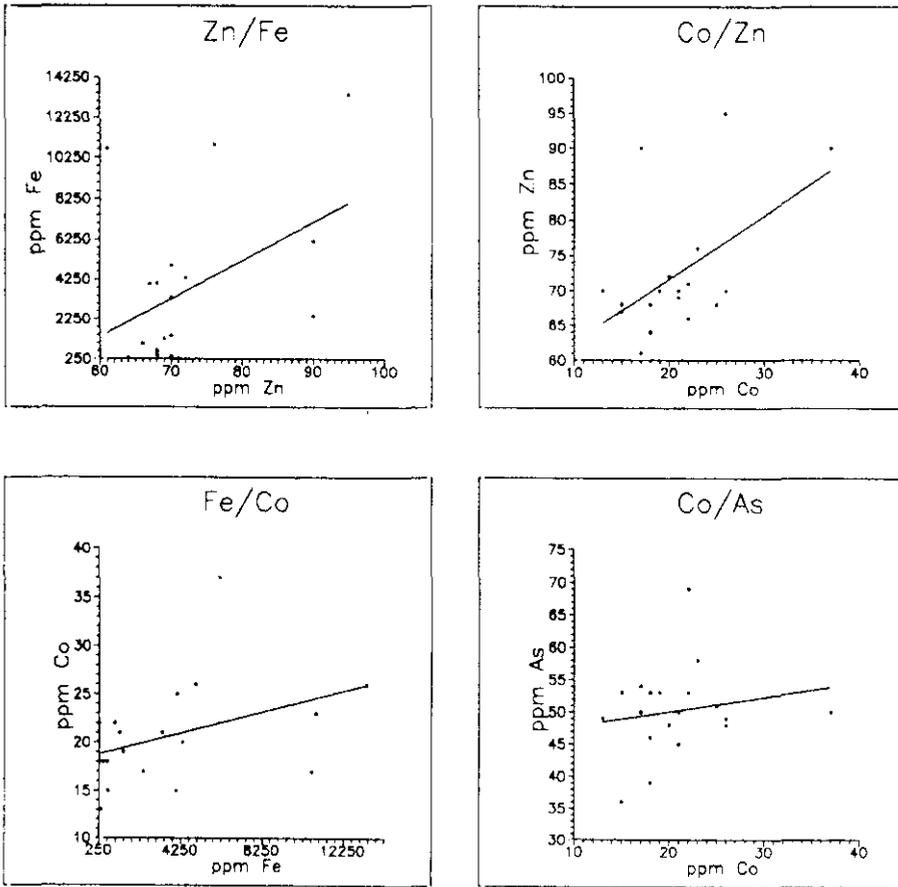


Fig. 8.—Diagramas de correlación Zn/Fe, Fe/Co, Co/Zn y Co/As.
 Fig. 8.—Correlation diagrams of Zn/Fe, Fe/Co, Co/Zn and Co/As.

INTERPRETACIÓN DE LOS RESULTADOS

La existencia de elementos pesados como el Zn, Pb, Cu, Co y As como trazas en las baritinas en cantidades significativas puede estar relacionado con la existencia de mineralizaciones de estos elementos en el zócalo paleozoico. Estos elementos podrían haberse lixiviado por soluciones calientes percolando a través de sedimentos ricos en metales pesados (p.e., pizarras silúricas u ordovícicas).

Todavía no se dispone de datos geotermométricos ni del quimismo de estas soluciones debido a que no se han encontrado inclusiones fluidas

de suficiente calidad. Sin embargo, muestras extraídas de filones cercanos y posiblemente contemporáneos de los estudiados, poseen inclusiones con salinidades relativamente altas (23-25 por 100 en peso equivalente de NaCl), correspondientes a soluciones polisalinas (NaCl, CaCl₂, KCl) (Tritlla, J., com. pers.). De todos modos, estas soluciones, en depósitos de naturaleza similar, suelen ser de baja temperatura y producen un lixiviado de rocas con altos contenidos en estos elementos (pizarras ordovícicas y silúricas), teoría propuesta por Touray & Ziserman (1980) en el yacimiento francés de Chaillac.

MODELO GENÉTICO

La hipótesis sobre la génesis de las mineralizaciones estudiadas relaciona procesos tectónicos y ambientes sedimentarios que tuvieron lugar, previsiblemente durante la distensión triásica.

Álvaro *et al.* (1979) al hablar de la etapa graben del Aulacógeno Ibérico, que culmina en el Trías Medio, señalan la existencia de un alto gradiente geotérmico acompañado de un fuerte adelgazamiento cortical. Al mismo tiempo, el ambiente geotectónico propicia la formación de cuencas intramontañosas, que son rellenas por depósitos de abanicos aluviales, culminando con las primeras y tímidas invasiones marinas del Muschelkalk inferior, con formación de facies de tipo «sabkha» (López, 1985). Estas facies, predominantemente evaporíticas, se depositaron en condiciones de extrema aridez.

Hardie (1990) hace referencia a depósitos de evaporitas en cuencas extensionales asociadas a «rifting». Estas evaporitas, pobres en MgSO₄, fueron alimentadas por salmueras ricas en CaCl₂ y otros elementos como K y Na. Además tienen altos contenidos en elementos traza (Fe, Mn, Pb, Zn, Cu,...). En este sentido, la mayoría de mineralizaciones similares en los Catalánides muestran altos contenidos en CaCl₂ y NaCl (p.e., Canals & Ayora, 1988).

El modelo que se propone se basa en el modelo *per descensum* de Touray & Ziserman (1980), reconocido por Font (1983), Melgarejo (1983) y Cardellach *et al.* (1990), entre otros en nuestro país. Este modelo se basa en la mezcla de dos soluciones: una fría descendente rica en sulfatos relacionados con cuencas evaporíticas y una caliente, cargada en Ba y metales. Esta mezcla se produce en fracturas abiertas y en zonas con alto gradiente geotérmico. En este sentido, Gehlen (1987) señala que las mineralizaciones se sitúan en zonas de culminación donde el basamento está alto y bordeado de cuencas evaporíticas. Se producen entonces grandes células de convección a favor de estos altos gradientes y las aguas de

las cuencas, ricas en evaporitas, penetran en el basamento, se calientan y producen la lixiviación de metales de los encajantes que atraviesan. Entonces hay reacciones de albitización que producen enriquecimiento en Ca de las soluciones. Éstas, penetran a favor de fracturas activas en la zona de culminación y se produce la mezcla antes comentada. El rápido enfriamiento, para una temperatura menor de 350°C, conduce a la precipitación de la baritina (Barnes, 1979).

Es notoria la localización de todos los indicios de baritina del área estudiada en los bordes de los antiformes con núcleo paleozoico y la presencia en el zócalo de filones de tetrahedrita-calcopirita con la misma orientación que los estudiados, pero siendo pobres en baritina.

La edad de la mineralización, según los datos isotópicos, parece ser Triásico Superior o como mucho Lías Inferior. Sin embargo, el hecho de que no sobrepasen la Formación Dolomías de Landete hace pensar que puedan tener alguna relación con las evaporitas del Muschelkalk medio o del Keuper. En todo caso son claramente anteriores a las principales fases compresivas alpinas, ya que están deformadas por éstas.

La presencia de karstificación en la Formación Dolomías de Landete (López *et al.*, 1988) abre una incógnita sobre la posible relación de ésta con la mineralización.

CONCLUSIONES

Las mineralizaciones de baritina, mayoritariamente filonianas, encajan a techo del Buntsandstein y en la base del Muschelkalk inferior.

Los filones de baritina son subparalelos a las direcciones de las principales fallas del área, con las que parecen estar muy relacionadas.

Los valores de ^{34}S reflejan un origen cortical del azufre, posiblemente evaporítico.

Se han detectado pequeñas cantidades de elementos traza como As, Co, Zn, Pb y Cu, metales que deben haberse lixiviado de formaciones del zócalo.

No se han encontrado inclusiones fluidas de calidad para poder determinar factores físico-químicos de las soluciones mineralizadoras. En filones cercanos, sin embargo, las soluciones son moderadamente salinas (20-25 por 100 en peso equivalente de NaCl) y de baja temperatura.

El modelo genético propuesto es el de una mezcla de dos soluciones: una fría *per descensum* cargada en sulfato de origen evaporítico y una caliente ascendente cargada de Ba y otros metales, en un ambiente geotéctónico distensivo con importante desarrollo de fracturas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado con una ayuda a la investigación de la CIRIT de la Generalitat de Cataluña.

Al Departamento de Geología y Geofísica de la Universidad de Yale (USA) y al Dr. E. Cardellach por la realización de los análisis isotópicos y la lectura crítica del manuscrito.

Al Dr. J. Tritlla por el estudio de las inclusiones fluidas.

A D. M. Álvaro por la revisión del capítulo estructural.

A Carmina Alonso por la delineación de las figuras.

NOTA BIBLIOGRÁFICA:

- ABELEIRA, M. (1857): «Noticia sobre la mina de cobre argentífera Santa Filomena, en la provincia de Cuenca», *Rev. Min.*, 3: 352-356.
- ÁLVARO, M.; CAPOTE, R. & VEGAS, R. (1979): «Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica», *Acta Geol. Hispanica*, 14: 172-177.
- BARNES, H. L. (ed.) (1979): *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. -2nd ed., John Wiley & Sons, New York, XVII, 798 pp.
- BOULOUARD, Ch. & VIALARD, P. (1971): «Identification du Permien dans le Chaîne Iberique», *C. R. Acad. Sc. Paris*, 273: 2441-2444.
- BRINKMANN, R. (1931): «Betikum und Keltiberikum in Südsptanien», *Abh. Ges. Wiss. Göttingen Math-Phys*, kl.3(1): 749-851.
- CANALS, A. & AYORA, C. (1988): «Las mineralizaciones filonianas del sector de L'Argentera (Cadenas Costeras Catalanas): Contexto geológico, estructura, tipología y condiciones de formación», *Acta Geol. Hispanica*, 23: 155-170.
- CARDELLACH, E.; CANALS, A. & TRITLLA, J. (1990): «Late and post-Hercynian low temperature veins in the Catalanian Coastal Ranges», *Acta Geol. Hispanica*, 25(1-2): 75-81.
- CLAYPOOL, G. E.; HOLSER, W. T.; KAPLAN, I. R.; SAKAI, H. & ZAK, I. (1980): «The age curve of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation», *Chem. Geol.*, 28: 199-260.
- CORTÁZAR, D. (1875): «Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Cuenca», *Mem. Mapa Geol. España*, 2, 16.
- DE LA CRUZ, B.; MARFIL, R.; DE LA PEÑA, J. A. & ARRIBAS, J. (1987): «Procedencia y evolución diagenética de las areniscas permo-triásicas de la Cordillera Ibérica (Sierra de Albarracín-Boniches-Talayuelas, provincias de Teruel y Cuenca)», *Cuad. Geol. Ibérica*, 11: 493-514.
- FERNÁNDEZ, C. J.; ALONSO, F. & DÍAZ, L. A. (1989): «Distribución y caracterización de los yacimientos de barita de la Comunidad valenciana (SE España): Posibilidades de uso industrial», *Bol. Geol. Min.*, 100(4): 638-652.
- FONOLLA, F.; GOY, A.; MELÉNDEZ, F.; ROBLES, F. & TALENS, J. (1974): *Mapa geológico de España, E. 1:50.000, MAGNA, Hojas*, núm. 637 (Landete) y núm. 665 (Mira). IGME. Madrid. 29 pp.
- FONT, X. (1983): *Estudio de las mineralizaciones del Macizo del Montseny-Guillerries (Barcelona y Girona) y su aplicación en la prospección geoquímica de redes de drenaje*, Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona. Inédita.

- GEHLEN, K. (1987): «Formation of Pb-Zn-F-Ba mineralizations in SW Germany: a status report», *Fortschr. Miner.*, 65(1): 87-113.
- GUIMERA, J. & ÁLVARO, M. (1990): «Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne ibérique et la Chaîne côtière catalane (Espagne)», *Bull. Soc. géol. France*, (8), VI, núm. 2, pp. 339-348.
- HARDIE, L. A. (1990): «The roles of rifting and hydrothermal CaCl₂ brines in the origin of potash evaporites: An hypothesis», *Am. Journal Sc.*, 290: 43-106.
- LÓPEZ, J. (1985): *Sedimentología y estratigrafía de los materiales pérmicos y triásicos del sector SE de la rama castellana de la Cordillera Ibérica entre Cueva del Hierro y Chelva (provincias de Cuenca y Valencia)*, Tesis Doctoral UCM. Sem. Estrat., serie monografías núm. 11.
- (1987): «Aspectos sedimentológicos y estratigráficos de las facies Buntsandstein y Muschelkalk entre Cueva del Hierro y Chelva (provincias de Cuenca y Valencia), Serranía de Cuenca, España», *Cuad. Geol. Ibérica*, 11: 647-664.
- LÓPEZ, J. & ARCHE, A. (1985): «Gravel bars in braided-river channels of the basal Buntsandstein-facies conglomerates in the Cuenca province (Southeastern Iberian Ranges, Central Spain), in D. Mader ed. *Aspects of fluvial sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe*, Lecture notes in Earth Sciences, 4: 65-86. Springer.
- (1986-87): «Evolución sedimentológica de la Unidad «Limos y areniscas de Alcotas». Tramo medio de la facies Buntsandstein del sector SE de la rama castellana de la Cordillera Ibérica (provincias de Cuenca y Valencia): *Acta Geol. Hisp.* 21-22: 9-18.
- LÓPEZ, J.; ALONSO, A.; MAS, R. & MELÉNDEZ, N. (1988): «La formación Dolomías de Landete (Triásico Medio). Un ejemplo de rampa somera, su evolución y diagénesis. Provincias de Cuenca y Valencia, España», *Est. Geol.*, 44: 219-232.
- MARFIL, R.; DE LA CRUZ, B. & DE LA PEÑA, J. A. (1977): «Procesos diagenéticos en las areniscas del Buntsandstein de la Cordillera Ibérica», *Cuad. Geol. Ibérica*, 4: 411-422.
- MELGAREJO, J. C. (1983): *Estudi metallogenètic del sector de Poblet*, Tesis de Licenciatura, Univ. Barcelona. Inédita.
- OHMOTO, H. (1972): «Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits», *Econ. Geol.*, 67: 551-578.
- OSACAR, M. C. (1989): *Las mineralizaciones de baritina de la Unidad de Herrera (rama aragonesa de la Cordillera Ibérica)*, Tesis Doct., Univ Zaragoza, inédita, 384 pp.
- OSACAR, M. C.; BESTEIRO, J. & POCOVÍ, A. (1991): «La mineralización de baritina de Purroy (Zaragoza, España)», *Acta Geol. Hisp.*, v. 26, núm. 1, págs. 1-15.
- RIBA, O. (1959): *Estudio geológico de la Sierra de Albarracín*, Tesis Doctoral, Inst. Lucas Mallada, CSIC, Monografías, 16, 83 pp.
- TOURAY, J. C. & ZISERMAN, A. (1980): «Sur la genèse des gisements (F-Ba-Fe-Mn) de Chaillac», *Mem. BRGM*, 104: 377-380.
- UTRILLA, R. (1989): *Les composicions isotòpiques ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{34}\text{S}$) del sulfat com indicadors de l'origen de les evaporites del Mesozoic i del Cenozoic de la Península Ibérica i de les Illes Balears*, Tesis doctoral, Univ. Barcelona. 276 p. Inédita.
- VIALARD, P. (1973): *Recherches sur le cycle alpine dans la Chaîne Ibérique Sud-Occidentale*, Tesis Doctoral, Univ. Toulouse. 445 p.

Manuscrito recibido: 27 junio 1994

Manuscrito aceptado: 15 febrero 1995