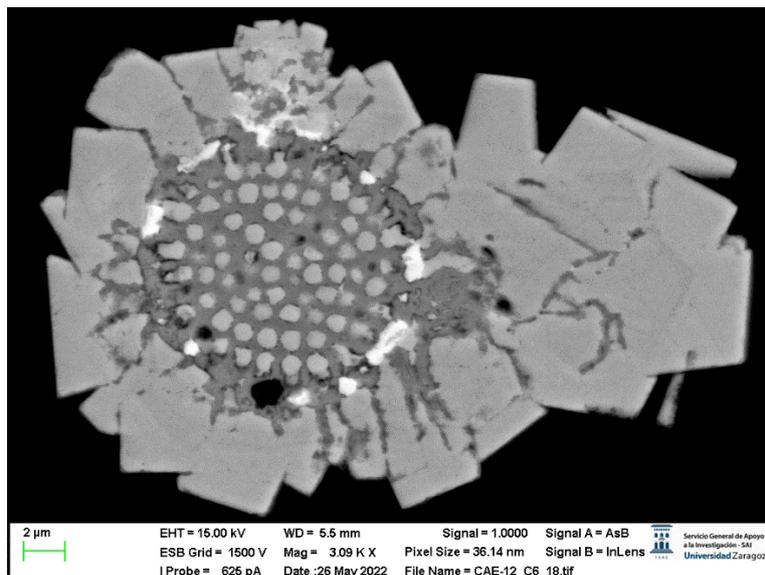


Trabajo Fin de Grado

Caracterización mineralógica del yacimiento Candelaria (Gallinero de Cameros, La Rioja)



Autor: Alejandro Andrés Escorihuela

Directora: María Isabel Fanlo González

Curso: 2021/2022

ÍNDICE

Abstract	1
1. Introducción	2
1.1. Planteamiento y objetivos.....	2
1.2. Contexto geográfico	2
1.3. Historia minera	2
2. Metodología	3
2.1. Revisión bibliográfica.....	3
2.2. Trabajo de campo.....	3
2.3. Trabajo de gabinete.....	3
2.3.1. Selección y preparación de muestras.....	3
2.3.2. Análisis microscópico	4
2.4. Redacción de la memoria	4
3. Contexto geológico.....	4
3.1. La Cordillera Ibérica.....	4
3.2. La Cuenca de Cameros y el Grupo Tera.....	5
3.3. La inversión tectónica.....	6
3.4. Metamorfismo en la Cuenca de Cameros	7
4. Resultados	8
4.1. Yacimiento de Candelaria.....	8
4.2. Roca encajante	10
4.3. Mineralización	13
5. Discusión.....	16
5.1. Secuencia paragenética.....	16
5.2. Sistema mineral.....	17
5.3. Modelo de yacimiento	19
6. Conclusions and further remarks	21
7. Bibliografía.....	22

Abstract

At the end of the 19th century several small underground metal mines were exploited in the Cameros Massif. Now, one of them, the Candelaria ore deposit, located in Gallinero de Cameros (La Rioja), has been studied. The main objective of this study is to characterize the geology and mineralogy of this mine. A mapping of the inside of the mine has also been done.

During the Tortonian-Albian, there was a rifting period that caused the formation of the Cameros Basin, with the deposition of more than 6500 meters of sediments in continental and transitional environments. The mineralisation is hosted in the Tera Group, which is the first depositional sequence in which the basin is divided. After the Alpine orogeny, the normal faults that had formed during the extensional stage were reactivated as thrusts and the Cameros Massif was formed.

The samples taken in the mine were analysed with optical and electronic microscope to determine the mineralogy, composition and mineral paragenesis. The host rock is mainly an organic-rich shale layer, and the microconglomerates and sandstones around it. The mineralisation consists of disseminations, fracture-filling and replacements of copper sulphides and sulfosalts, mainly tennantite, chalcopyrite and bornite, but also arsenopyrite, with supergene covellite, azurite and malachite. The arsenic-rich mineral tennantite was the first copper mineral to form, while arsenopyrite was the last one to precipitate, originating large euhedral crystals.

The event has been linked to the Albian-Coniacian hydrothermal metamorphism event, although its origin remains unclear. The connate fluids and meteoric water that leaked into the sediments would have been mobilized by temperature and pressure gradients originated by the infilling of the basin. During their circulation, they would have leached the oxidized metals of the continental sediments and would have been transformed into brines and enriched in sulphur due to the interaction with the evaporites of the Keuper facies. These oxidized brines would have been driven preferentially through the faults that were originated during the rifting stage, which would work as high-permeability conduits. The precipitation of the sulphides was induced by the presence of reduced organic-rich layers, pyrite, shale clasts and carbonates, which acted as metal traps. These characteristics enable us to classify the Candelaria mine as a redbed-hosted stratiform deposit.

1. Introducción

1.1. Planteamiento y objetivos

El objetivo principal del presente trabajo es el estudio geológico y mineralógico del yacimiento de Candelaria (Gallinero de Cameros, La Rioja), una pequeña mina de interior explotada a finales del siglo XIX. Se ha realizado un mapa cartográfico del interior de la mina y se ha estudiado su paragénesis mineral. Finalmente, a partir del estudio bibliográfico del contexto geológico en el que se sitúa la mineralización y sus texturas y mineralogía se ha propuesto un sistema mineral y modelo de yacimiento para el depósito.

Además, se ha aprendido a realizar una cartografía de interior de las galerías de una mina y a seguir un correcto procedimiento para la recogida, siglado, preparación y análisis de las muestras estudiadas. Asimismo, se han aprendido técnicas de identificación mineral en microscopía reflejada y transmitida y en microscopía electrónica de barrido.

1.2. Contexto geográfico

La mina Candelaria se sitúa en el municipio de Gallinero de Cameros, en la comarca de Camero Nuevo, en el sur de La Rioja. Se encuadra en la Sierra de Cameros, que corresponde al sector noroccidental de la Cordillera Ibérica. La boca de la mina se sitúa en las coordenadas UTM (WGS84) 30T 531550 4668600, en la vertiente sur del monte Valoria, a unos 1070 metros sobre el nivel del mar. Para acceder a ella hay que tomar una senda que comienza en la entrada del pueblo y discurre por un pequeño valle con un riachuelo, durante unos 300 metros. La boca de la mina se encuentra en la margen derecha del arroyo (Fig. 1).

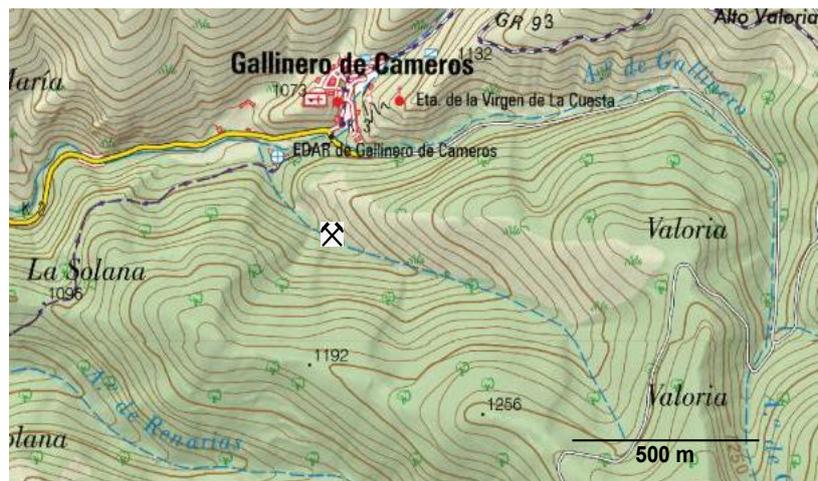


Fig. 1: Localización geográfica de la mina Candelaria (martillos cruzados), en el municipio de Gallinero de Cameros. Disponible en: <https://www.ign.es/iberpix/visor>

1.3. Historia minera

A finales del siglo XIX surgieron pequeñas explotaciones de vetas y filones metalíferos en la Sierra de Cameros. La mina Candelaria, objeto de este trabajo, fue explotada en 1889 por Don Braulio de Pablo tras la autorización por el Gobierno Civil de la provincia de Logroño. Es descrita como una mina de “plomo argentífero” en los archivos municipales de Gallinero de Cameros (Noval *et al.*, 2018). Sin embargo, como se demostrará posteriormente, los minerales encontrados no son de este tipo.

El exhaustivo trabajo bibliográfico y de campo llevado a cabo por Noval (2020) ha permitido averiguar que las pequeñas explotaciones y concesiones mineras de plomo, plata, cobre y hierro fueron muy abundantes en esta zona de Camero Nuevo, especialmente durante la última parte del siglo XIX y principios del siglo XX, habiéndose podido localizar un total de diez explotaciones mineras con evidencias de actividad en el pasado reciente. Además, el pueblo con mayor actividad fue Gallinero de Cameros, en el que se encuentran pequeñas minas como Candelaria, Serrana Segunda (visitada también en la campaña de campo) o La Turca.

2. Metodología

2.1. Revisión bibliográfica

Para situar el yacimiento de Candelaria en su contexto geológico, se han consultado artículos científicos relativos a la Cuenca de Cameros, estudiándose su situación en la Cordillera Ibérica y características especiales, su proceso de formación e inversión y, especialmente, los procesos metamórficos experimentados. Más específicamente, se han consultado artículos acerca de la petrología del Grupo Tera. Además, para la caracterización y encuadre del yacimiento se han consultado fuentes bibliográficas sobre los yacimientos de cobre encajados en sedimentos.

2.2. Trabajo de campo

El trabajo de campo se llevó a cabo durante un día, con la presencia de la tutora del trabajo y algunos miembros de la Asociación Mineralógica Aragonesa (AMA), en el municipio de Gallinero de Cameros. Antes de llegar a la boca de la mina, se reconocieron dos escombreras de la antigua mina de Candelaria en el barranco que da acceso a la misma y se tomaron varias muestras que presentaban mineralizaciones de sulfuros visibles. A continuación, se estudió la naturaleza del encajante de la mineralización y se tomaron medidas de su orientación.

Posteriormente, tomando las precauciones necesarias y con un casco con luz frontal se procedió a realizar la cartografía de interior de la mina. Para ello, se empleó un medidor láser y se fue cartografiando por sectores, prestando especial atención a un nivel arcilloso muy mineralizado y que fue probablemente el objetivo principal de la explotación. Además, se fueron realizando fotografías y se tomaron muestras con su pertinente localización en la cartografía. Las muestras del interior de la mina se siglaron con las iniciales CA y las recogidas en las escombreras con las siglas CAE, con numeración correlativa conforme iban siendo muestreadas. Se tomaron un total de 12 muestras de escombrera y 5 muestras de mina. Finalmente, se visitó otro yacimiento de similares características en el mismo municipio, la mina de Serrana Segunda.

2.3. Trabajo de gabinete

2.3.1. Selección y preparación de muestras

Una vez recogidas, las muestras fueron transportadas al Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza y fueron cortadas con sierras mecánicas. A continuación, se observaron todos los cortes obtenidos y se seleccionaron 6 muestras de escombrera y las 5 del interior de la

mina para la realización de láminas delgadas. Estas fueron realizadas por el Servicio de Preparación de Rocas y Materiales Duros de la Universidad de Zaragoza. Una vez preparadas, se procedió a su pulido en una de las pulidoras rotativas del Área de Cristalografía y Mineralogía. Se utilizaron lijas de agua 1500 y 2000 y polvo de diamante de 3 y 1 μm de tamaño.

2.3.2. Análisis microscópico

El análisis microscópico fue llevado a cabo en el Departamento de Ciencias de la Tierra con un microscopio binocular doble de polarización (modelo Kern-POL-185), que permite observar tanto los minerales translúcidos como los opacos. Las fotografías se tomaron con una cámara digital Olympus CW5060 acoplada a un microscopio doble Olympus BX41.

Una vez examinadas todas las muestras, se eligieron 5 de ellas para analizar con un microscopio electrónico de barrido de emisión de campo (FESEM) perteneciente al Servicio de Microscopía Electrónica de Materiales, en la Escuela de Ingeniería y Arquitectura de la Universidad de Zaragoza. El modelo es un Carl Zeiss MERLIN, con una resolución espacial de 0,8 nm. Este microscopio permite identificar la proporción de los elementos químicos presentes en los minerales en porcentaje en peso, facilitando su identificación, y realizar mapas de elementos, además de proporcionar fotografías con miles de aumentos y gran resolución.

2.4. Redacción de la memoria

La presente memoria se ha realizado de acuerdo con las directrices propias del Trabajo Fin de Grado en Geología de la Universidad de Zaragoza del curso 2021/2022. En cuanto a las citas y referencias, se han seguido las normas de publicación de la revista de la Sociedad Geológica de España.

3. Contexto geológico

3.1. La Cordillera Ibérica

La Cordillera Ibérica se encuentra situada en la sección nororiental de la Península Ibérica y presenta una dirección general NW-SE. Su longitud total es de algo más de 400 km y su anchura media de 100 km, extendiéndose desde la comarca de Burgos hasta el litoral valenciano.

Es una cadena intraplaca, formada durante la orogenia Alpina y con doble vergencia. En general, se caracteriza por el predominio de sedimentos mesozoicos y cenozoicos en facies someras (en especial los de plataforma somera y transicionales) y por una deformación total moderada, con presencia muy escasa de metamorfismo y esquistosidad alpina.

En el Mesozoico, la sedimentación se produce en un contexto de rift intraplaca, por lo que la tectónica es claramente extensional, con dos orientaciones principales de fallas normales (NW-SE y NE-SW). Pueden diferenciarse dos periodos de rifting activo (Pérmico superior a Hettangiense y Jurásico Superior a Cretácico Inferior), seguidos de dos periodos de post-rift, con subsidencia asociada a la contracción térmica de la litosfera (Jurásico Inferior-Medio y Cretácico Superior) (Salas y Casas, 1993; Van Wees *et al.*, 1998; Capote *et al.*, 2002).

Durante el Mesozoico la sedimentación en la Cuenca Ibérica se produce en una plataforma relativamente homogénea, pero a partir de la segunda etapa de rifting tiene lugar la compartimentación de la misma en los dominios paleogeográficos noroccidental (Camos), central, suroriental (Cuenca Sudibérica), y oriental (Maestrazgo) (Soria *et al.*, 2000), como refleja la figura 2. El dominio de Cameros estará relacionado con la apertura del Golfo de Vizcaya y la Cuenca Vasco-Cantábrica, con polaridad norte, mientras que los demás dominios estarán relacionados con el mar de Tetis, hacia el este.

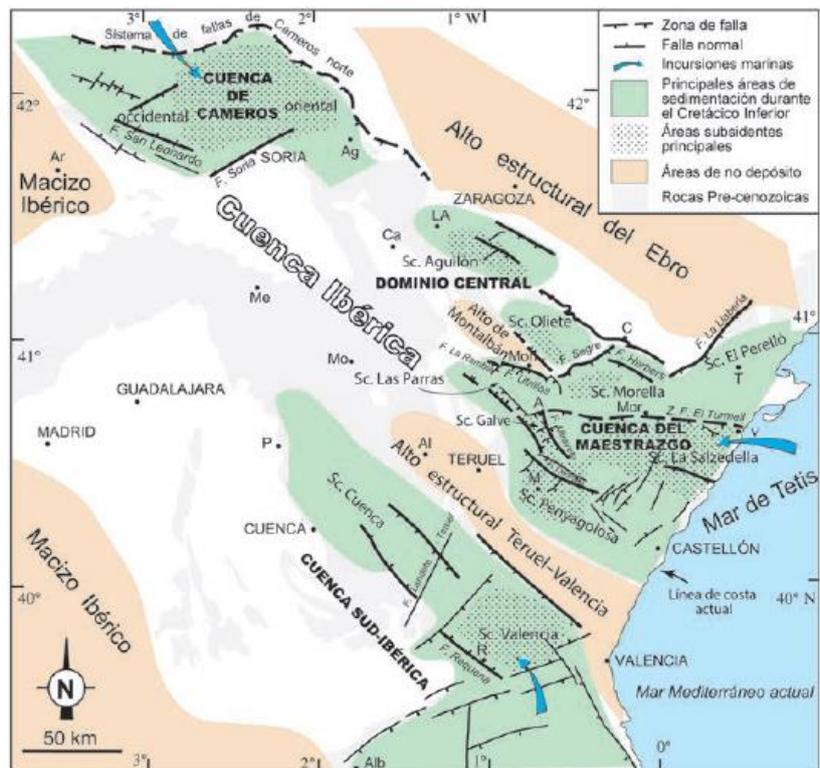


Fig. 2: Dominios paleogeográficos en la Cuenca Ibérica durante la etapa de rifting Jurásico Superior-Cretácico Inferior, en la que se observan las diferentes cuencas delimitadas por fallas activas (Capote *et al.*, 2002).

La inversión tectónica de las cuencas comienza alrededor del límite Mesozoico – Cenozoico, cuando la compresión relacionada con el acercamiento de las placas Ibérica, Euroasiática y Africana produce la reactivación de las fallas tardihercínicas y mesozoicas previas a fallas inversas.

3.2. La Cuenca de Cameros y el Grupo Tera

El Macizo de Cameros-Demanda se sitúa en la parte más noroccidental de la Cordillera Ibérica, y está formado por la Sierra de Cameros, un macizo de rocas fundamentalmente paleozoicas en la parte noroeste con un recubrimiento mesozoico escaso, y por la Cuenca de Cameros, que está constituida por materiales mesozoicos que toman el Triásico como nivel de despegue de los cabalgamientos (Liesa *et al.*, 2018). Por el este, la cuenca está limitada por el macizo del Moncayo, mientras que al norte y al sur se sitúan las cuencas cenozoicas del Ebro y Almazán, respectivamente (Fig. 3A).

Durante la segunda etapa de rifting en la Cuenca Ibérica, se produce el relleno sedimentario en la Cuenca de Cameros. Tiene lugar desde el Titoniense al Albiense, sobre un sustrato Jurásico marino y consiste en rocas sedimentarias depositadas en ambientes continentales y transicionales, con potencias que llegan en algunos puntos hasta los 6000 m de espesor y que se dividen actualmente en un total de ocho secuencias de depósito, que se organizan en los grupos Tera, Oncala, Urbión, Enciso y Oliván (Mas *et al.*, 2002; 2004; 2011) (Fig. 3B). Los medios de sedimentación son predominantemente fluviales para los grupos Tera, Urbión y Oliván y lacustres para los grupos

Oncala y Enciso. Por encima de la secuencia sinrift aparecen la Fm. Utrillas (Muñoz *et al.*, 1997) y los carbonatos del Cretácico superior, bastante abundantes en la zona sur de la cuenca (Fig. 3A).

A partir de la hoja nº 241 del MAGNA 1:50000 (Ramírez Merino *et al.*, 1990), se ha podido determinar que la mineralización encaja en el Grupo Tera, que corresponde a las secuencias de depósito 1 y 2, cerca del límite con el Jurásico marino. La secuencia 1 se corresponde con la Fm. Ágreda. Su potencia varía desde los 7 m en el sector noroccidental (zona de estudio), a los 78 metros en el sector suroriental. En la primera zona las facies son calizas nodulosas palustres, mientras que en la segunda se trata de un sistema de abanicos aluviales distales, con conglomerados y areniscas de grano grueso que se corresponden con los canales meandriformes y lutitas rojas característicos de llanuras fangosas. En la secuencia 2 se diferencian las Fm. Magaña y Sierra de Matute, pero esta última solo aparece en el sector suroriental. La zona de estudio se corresponde con la Fm. Magaña, que se depositó en un sistema fluvial meandriforme, con depósitos de relleno de canal (point-bars arenosos y niveles de conglomerados), depósitos de crevasse y lutitas de llanura de inundación con abundantes niveles de paleosuelos. En el sector suroriental las potencias son de hasta 121 m, mientras que en el noroccidental llegan a los 370 m (González-Acebrón *et al.*, 2007).

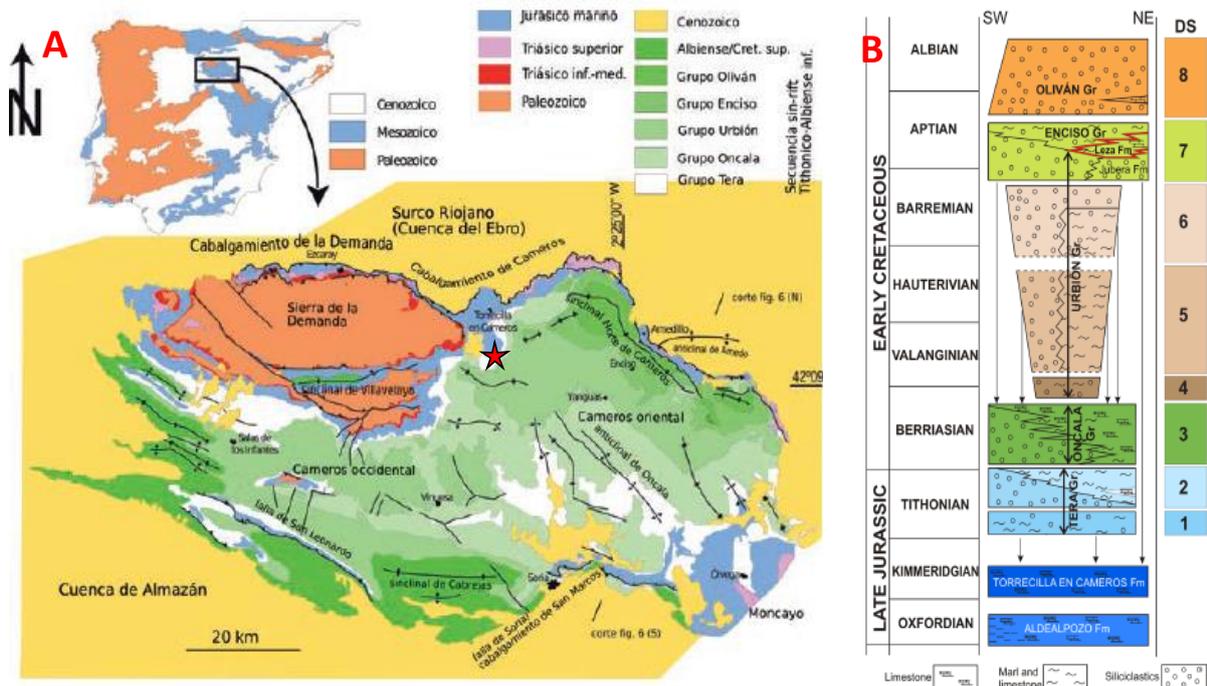


Fig. 3: A) Mapa geológico de las sierras de Cameros y Demanda. La localización de Gallinero de Cameros se indica con una estrella roja (modificado de García-Lasanta *et al.*, 2013). B) Columna cronoestratigráfica de la Cuenca de Cameros, en el que aparece el Jurásico Superior de la cuenca y el relleno sin-rift del Titióense-Albiense, dividido en 8 secuencias de depósito (Mas *et al.*, 2011).

3.3. La inversión tectónica

La cuenca de Cameros se invierte, como el resto de la Cordillera Ibérica, durante la Orogenia Alpina (Casas-Sainz y Simón-Gómez, 1992; Mas *et al.*, 1993; Guimerà *et al.*, 1995). Más concretamente, tuvo lugar durante el Paleógeno y el Mioceno Inferior y Medio, y la cuenca de Cameros quedó incluida en la lámina de cabalgamiento de Cameros, que se encuentra limitada por un cabalgamiento principal

de 120 km en la parte norte y por un sistema de pliegues y cabalgamientos en la zona sur de la cuenca, (Guimerá *et al.*, 1995).

Su geometría es la de un gran pop-up (Fig. 4) limitado al norte y sur por grandes sinclinales. En la parte norte del sinclinal norte de Cameros la cobertera mesozoica se encuentra despegada a favor del Triásico Superior, cabalgando sobre la Cuenca del Ebro, mientras que en parte sur del sinclinal la tectónica es de piel gruesa, con el zócalo y la cobertera que se comportan de forma más bien conjunta (García-Lasanta *et al.*, 2013). En el bloque superior del cabalgamiento aparece el nivel de despegue, con grandes acumulaciones de material evaporítico en algunas zonas y posible influencia de tectónica diapírica; el Jurásico marino pre-rift, que aparece en los márgenes de la sierra principalmente; y la secuencia sin-rift, que aflora en la mayor parte del interior de la sierra.

En el corte de la figura 4 se puede observar que en el sector norte el cabalgamiento principal se encuentra dividido en diferentes superficies imbricadas, con lentejones en las que los materiales post-rift se depositan directamente sobre el zócalo paleozoico. En la zona sur, se produce un retrocabalgamiento de basamento y el cabalgamiento de San Marcos pone en contacto los materiales de la secuencia sin-rift con la Cuenca de Almazán (Liesa *et al.*, 2018). El acortamiento total a través de la sierra de Cameros se ha estimado en unos 33 km (Guimerà *et al.*, 1995).

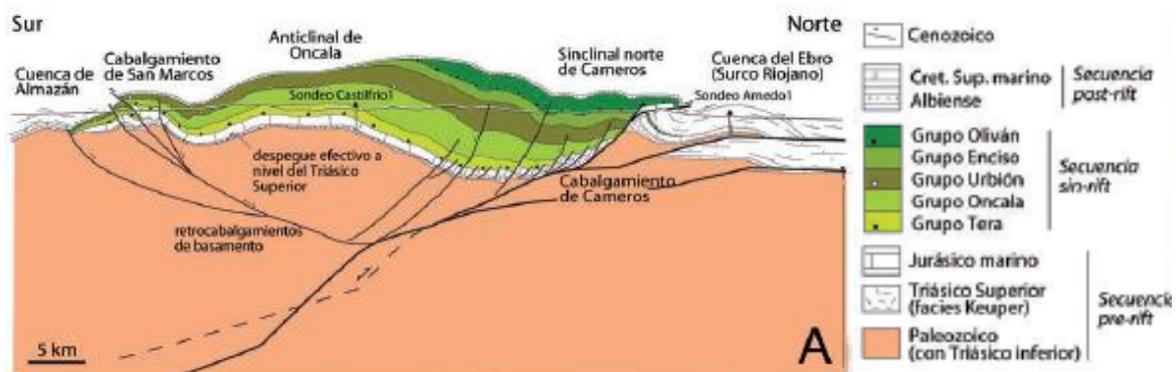


Fig. 4: Corte geológico del sector oriental de la Sierra de Cameros en su estado actual, tras la inversión tectónica alpina (Liesa *et al.*, 2018).

3.4. Metamorfismo en la Cuenca de Cameros

En el sector oriental de la Cuenca de Cameros gran parte de los materiales han sido afectados por metamorfismo de grado bajo o muy bajo, una de las peculiaridades de este sector de la Cordillera Ibérica. El efecto más remarcable es la transformación de niveles de arenisca en metacuarcitas y la aparición de cloritoide. El origen de estas temperaturas anómalamente altas ha sido objeto de debate y se han utilizado diferentes argumentos como la paragénesis mineral, la cristalinidad de la illita o las inclusiones fluidas para caracterizar el metamorfismo. El metamorfismo fue originalmente atribuido al enterramiento, debido a los grandes espesores de material acumulados en la cuenca durante la etapa de sin-rift. (Guiraud y Seguret, 1985; Goldberg *et al.*, 1988; Casas-Sainz, 1992; Mata *et al.*, 2001; Del Río *et al.*, 2009; Casas *et al.*, 2012). Posteriormente otros autores han propuesto que el metamorfismo tiene un origen hidrotermal y que es aloquímico (Casquet *et al.*, 1992; Barrenechea *et al.*, 1995, 2001; Mantilla-Figueroa *et al.*, 1998; Alonso-Azcárate *et al.*, 1999; Ochoa *et al.*, 2007; González-Acebrón *et al.*, 2011, 2012).

Según estos autores, el metamorfismo más importante presentaría una edad Albiense-Coniaciense, mientras que durante el Eoceno tendría lugar un proceso metamórfico de menor entidad (Mantilla-Figueroa *et al.*, 2002). Omodeo-Salé *et al.* (2017) han medido el índice de reflectancia de la vitrinita para estudiar la evolución de la cuenca y hallar las temperaturas alcanzadas en la misma, además de estudiar las inclusiones fluidas, evidencia directa de la circulación de fluidos en el pasado. La subsidencia inicial ocurrió entre el Titiense y el Albiense temprano (150 a 110 Ma), a lo que le siguió una subsidencia térmica hasta finales del Cretácico. En esta primera etapa de subsidencia se pueden diferenciar dos fases diferentes (de 150.8 a 142.3 Ma para la primera y de 129 a 108.7 Ma para la segunda), relacionadas con la apertura del Atlántico Norte y de la Bahía de Vizcaya. Estas edades no coinciden con las estimaciones de edad para el primer evento metamórfico, que tendría lugar después de esta etapa de subsidencia.

Se han estimado unos flujos de calor máximos de 60 - 65 mW/m² para el final de la etapa de extensión, lo que no sería compatible con las altas temperaturas indicadas por los índices de reflectancia de la vitrinita. Además, la distribución de estos índices no muestra correlación con la profundidad de los sedimentos, lo que parece descartar la teoría del metamorfismo de enterramiento. De hecho, algunos de los índices más elevados aparecen en niveles estratigráficos elevados. Esto parece indicar, junto con los datos de inclusiones fluidas, que hubo circulación de fluidos calientes durante la evolución de la cuenca y que la permeabilidad y fracturación y fallas de la serie estratigráfica fueron los parámetros que realmente controlaron la distribución anómala de temperaturas.

Esta circulación de fluidos calientes se relaciona con los dos eventos metamórficos reconocidos en la Cuenca de Cameros. En el caso del evento del Eoceno temprano-medio, estos fluidos pudieron liberarse de la fusión de la base de la corteza durante el proceso de orogénesis, con las fallas inversas funcionando como conductos para los mismos, mientras que el origen del evento Cretácico no ha sido determinado todavía. Algunos autores lo han relacionado con la apertura del Golfo de Vizcaya (e.g. Vegas *et al.*, 1996) y en otros dominios cercanos como la cuenca Vasco-Cantábrica se ha relacionado con la hiperextensión litosférica y la denudación mantélica durante el régimen extensional (Lagabrielle *et al.*, 2010). No obstante, no parece que estas hipótesis puedan corresponderse con el caso de la Cuenca de Cameros, pues las bajas anomalías térmicas no son compatibles con un proceso de estas características.

4. Resultados

4.1. Yacimiento de Candelaria

Antes de llegar a la boca de la mina a través del pequeño valle pueden encontrarse dos escombreras, formadas por bloques de arenisca rojiza con presencia de minerales sulfurados y teñidos en muchos casos por coloraciones verdosas y azuladas. La boca de la mina, que se encuentra a escasos metros de la segunda de las escombreras, es de pequeñas dimensiones y sección triangular.

La explotación del yacimiento de Candelaria se realizó mediante un sistema de galerías de pequeñas dimensiones (Fig. 5). La galería principal, por la que se accede a través de la boca de la mina (Fig. 5A), es recta y tiene unos 80 metros de largo, con una anchura de 2 metros y una altura de 2 a 2.5 metros aproximadamente, con una sección abovedada. Presenta una cota de 1070 metros sobre el nivel del

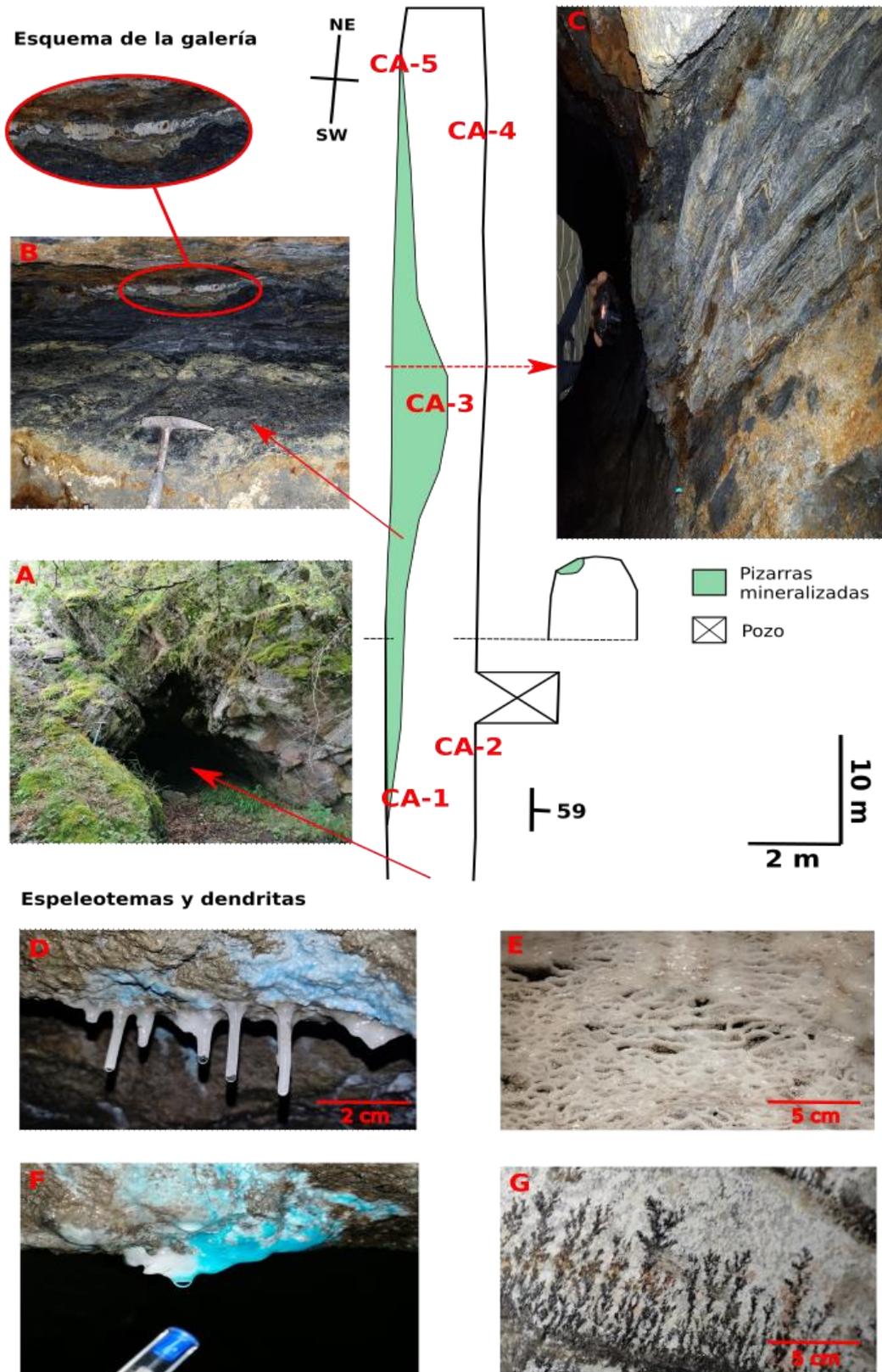


Fig. 5: Esquema de la galería principal de la mina Candelaria, con indicación de los puntos donde fueron tomadas las muestras, y fotografías de espeleotemas y dendritas. A) Boca de la mina. B) Nivel de pizarras negras, con detalle del boudinage de cuarzo. C) Vista de la galería en el punto de mayor anchura de la mineralización. D) Pequeñas estalactitas de carbonato formadas en varios puntos de la galería. E) Gours de pequeña escala al final de la galería. F) Pequeña bandera de formación incipiente, teñida de azul por la presencia de azurita. G) Dendritas de óxidos de manganeso en areniscas de grano fino.

mar, que se mantiene constante a lo largo de la galería. A los 15 metros de la entrada, a la derecha, existe un pozo vertical para acceder a una galería inferior.

La mina está excavada en una arenisca de grano grueso a microconglomerática de color grisáceo-ocre, en niveles tabulares y con estratos de potencia decimétrica. Su dirección y buzamiento es 040, 59E y la mina avanza según esta orientación, hacia el interior del monte Valoria. No obstante, la capa más mineralizada y que fue objeto de la explotación fue un nivel de pizarras laminadas negras, con gran cantidad de materia orgánica (Fig. 5C). La capa aparece a la izquierda de la galería a los pocos metros de la boca de la mina, con una potencia centimétrica, para ir ganando espesor hasta llegar a superar el metro en la parte media de la galería, y disminuye de nuevo en la parte final. En algunas zonas aparecen llamativos filones y boudins de cuarzo y calcita en el nivel de pizarras (Fig. 5B)

Los abundantes y llamativos minerales de cobre supergénicos como malaquita o azurita en el encajante ponen de manifiesto la presencia de sulfuros en la mina (Figs. 5D, F), aunque la mayor parte de estos fueron extraídos durante la etapa de explotación. Son muy característicos los pequeños espeleotemas de colores azulados y verdosos que aparecen en la mina, tales como estalactitas (Fig. 5D), banderas y gours (Fig. E). Además, a pocos metros del final de la galería existe una zona con un gran desarrollo de dendritas de óxidos de manganeso (Fig. 5G).

4.2. Roca encajante

La mayoría de las muestras de roca encajante se corresponden con microconglomerados muy cementados (Fig. 6A-F), con cantos redondeados y subesféricos de un tamaño medio de 4 mm y tamaños máximos de 1.5 cm, muy bien seleccionados (selección de 0.26). Son polimícticos, apareciendo clastos de colores blancos (cuarzo) y grises oscuros, y también existen algunos con coloraciones rojizas (Fig. 6D). En la figura 6 C aparecen venas milimétricas de calcita claramente visibles y en las figuras 6A y 6E se aprecian coloraciones verdosas, indicadoras de la presencia de cobre supergénico. La matriz

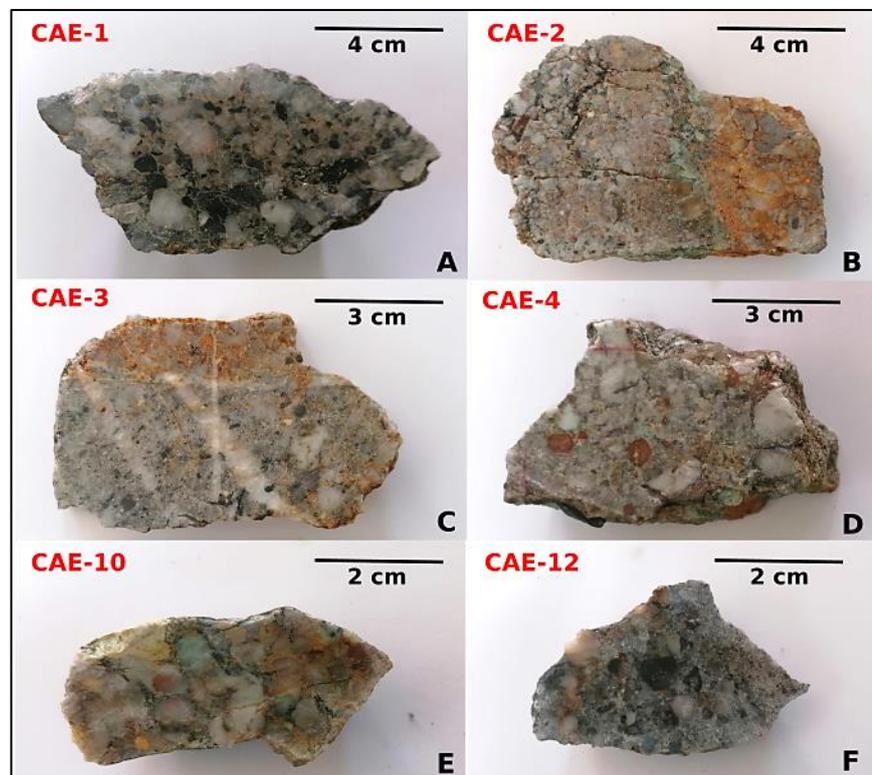


Fig. 6: Fotografías de las muestras de escombrera, que constituyen parte del encajante de la mineralización. Se trata de microconglomerados con cantos blancos y oscuros con diseminaciones de sulfuros en el cemento.

reacciona ligeramente con ácido, indicando la presencia de carbonatos. Según Pettijohn (1975), se trataría de conglomerados epiclásticos, soportados por el esqueleto (ortoconglomerados) y con más de un 10 % de clastos inestables. Al presentar clastos redondeados, se clasificarían como pudingas.

Al microscopio, se ha comprobado que el esqueleto está formado por cantos de cuarzo policristalino (75 %) y fragmentos líticos (25 %). La matriz, que supone un 15 % del total de la roca, está formada además por cuarzo monocristalino, feldespato potásico, carbonatos y plagioclasa, junto con turmalina, rutilo, circón y monacita-Ce como minerales accesorios. También hay presencia de materia orgánica y pirita sedimentaria.

El cuarzo es el mineral más abundante en el esqueleto, en el que aparece principalmente como cantos formados por gran cantidad de cristales (cuarzo policristalino), es decir, proviene de fragmentos de rocas cuarcíticas (Fig. 7A). En la matriz también es abundante y suele aparecer como cuarzo monocristalino con tamaños menores a 1mm, además de rellenar huecos como cemento en ciertas ocasiones (Fig. 7B). En asociación con la mineralización aparecen venas con cristales de cuarzo que gradan desde los 4 mm a tamaños micrométricos (Fig. 5B) y bandeados de moscovita con tamaños de hasta 300 μm (Fig. 7C-D) En cuanto a los fragmentos líticos, se trata de pizarras (Fig. 7A), cuyos minerales identificables son cuarzo y moscovita con tamaños de grano de menos de 100 μm .

Los carbonatos, principalmente calcita, son muy abundantes en la matriz y como relleno de fracturas, formando venas (Fig. 7E) que pueden llegar a ser decimétricas. En ocasiones aparecen parcialmente sericitizados (Fig. 7B). El feldespato potásico aparece sin maclar y con un aspecto anubarrado por alteración a minerales de la arcilla, lo que permite distinguirlo del cuarzo (Fig. 7F). La plagioclasa es bastante escasa y presenta un aspecto similar al feldespato, aunque se distingue del mismo por sus maclas polisintéticas. González-Acebrón (2009) ha determinado que las plagioclasas y feldespatos potásicos de la Fm. Magaña han sufrido un proceso de albitización relacionado con el enterramiento profundo, y los cementos de calcita podrían ser un subproducto de este proceso.

En cuanto a los accesorios, se trata de minerales detríticos con elevada resistencia a la meteorización. La turmalina es subidiomorfa, con tamaños de hasta 300 μm (Fig. 7C y F) y el rutilo y el circón aparecen como pequeños cristales con formas irregulares o redondeadas, respectivamente. La monacita es rica en cerio (monacita-Ce) y aparece como cristales redondeados de menos de 3 μm , que se han reconocido con el microscopio electrónico. Presenta porcentajes en peso de cerio de hasta un 27 %, seguidos por un 15 % de lantano, 10 % de neodimio y de praseodimio y cantidades menores de torio, samario, cobre, calcio, estroncio, hierro y plata. También existen niveles enriquecidos en materia orgánica, como muestra la presencia de restos vegetales con textura celular (Fig. 7G). Esta se habría transformado en vitrinita, pero no habría alcanzado las condiciones de temperatura necesarias, entre 380 °C y 450 °C, para formar grafito (Diessel y Offler, 1975). Aparece en bandas milimétricas deformadas de color oscuro de hasta 0.5 mm (Fig. 7H). Además, hay presencia de pirita sedimentaria, aunque se explicará en el apartado siguiente.

Las areniscas son escasas y están bien seleccionadas (Fig. 7F), con un tamaño medio de 400 μm . Según la clasificación de Pettijohn *et al.* (1987), se tratarían de arenitas por contener menos de un 15 % de matriz (12 %) y concretamente se trataría de subarcosas con $\text{Qtz}_{75-80} \text{Fds}_{17-20} \text{FR}_{3-5}$.

El grado de madurez textural es muy elevado, puesto que los clastos están muy bien clasificados y presentan una escasa matriz y un elevado grado de redondeamiento. No obstante, la madurez mineralógica no es tan elevada, al ser abundantes los fragmentos líticos y los granos de feldespato.

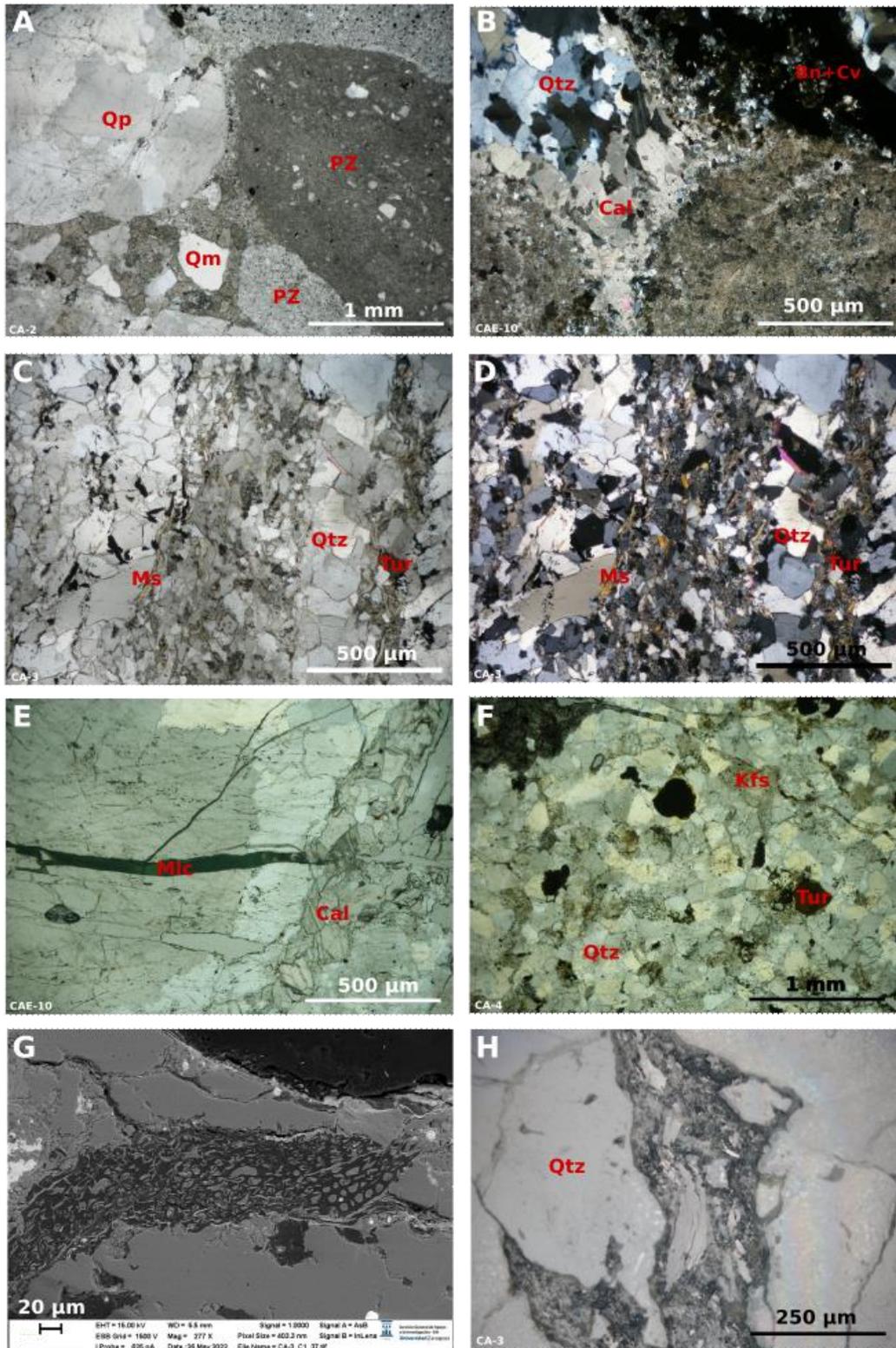


Fig. 7: Fotografías de láminas delgadas del encajante de la mineralización. *LTPP* luz transmitida polarizada plana (microscopio óptico), *LTPC* luz transmitida polarizada cruzada (microscopio óptico), *SEM* microscopio electrónico de barrido. A) Clastos cuarcíticos y pizarrosos del microconglomerado (*LTPP*). B) Cemento de calcita y cuarzo próximos a zona mineralizada, que reemplaza al carbonato (*LTPC*). C) Bandeados de cuarzo y moscovita (*LTPP*). D) Bandeados de cuarzo y moscovita (*LTPC*). E) Relleno de carbonatos y vena de malaquita (*LTPP*). F) Arenisca bien seleccionada con granos de cuarzo, feldespato potásico alterado y turmalina (*LTPP*). G) Resto de materia orgánica, con textura vegetal (*SEM*). H) Banda rica en materia orgánica (*LTPP*). *Qtz* cuarzo, *Qp* cuarzo policristalino, *Qm* cuarzo monocristalino, *Pz* pizarra, *Cal* calcita, *Bn* bornita, *Cv* covellita, *Ms* moscovita, *Tur* turmalina, *Mlc* malaquita, *Kfs* feldespato potásico.

4.3. Mineralización

La mineralización está formada principalmente por minerales de cobre: los de la serie tetraedrita-tenantita, calcopirita y bornita como minerales primarios, con covellita y malaquita como secundarios. Además, hay otros minerales que no son de cobre, entre los que destaca especialmente la arsenopirita por sus elevados tamaños de grano, y en menores proporciones se encuentran pirita, galena, goethita y hematites.

Tetraedrita-Tenantita $(Cu,Fe)_{12}Sb_4S_{13}$ - $(Cu,Fe)_{12}As_4S_{13}$

Se trata de una solución sólida cuyo término rico en antimonio es la tetraedrita y el rico en arsénico es la tenantita. La mayoría de las muestras se corresponden con el término rico en arsénico, la tenantita, aunque en un caso los análisis realizados en este mineral han detectado valores de antimonio de 9 % en peso. El cobre es el metal predominante, pero se han detectado sustituciones de hierro y zinc en su estructura de hasta el 8 y 5 %, respectivamente. Aparece en la mayoría de las muestras, siendo junto a la calcopirita el mineral de cobre más abundante en el yacimiento. Mayoritariamente aparece como pequeñas masas de cristales idiomorfos-subidiomorfos, en ocasiones de hasta 200 μm (Fig. 8A). También se ha observado como diseminaciones intercrecidas con la calcopirita, y en ocasiones está parcialmente reemplazada por este último mineral y por covellita (Fig. 8A, B, C).

Calcopirita $CuFeS_2$

La calcopirita también es muy abundante y forma masas de cristales alotriomorfas que aparecen principalmente como diseminaciones en la matriz de la roca, aunque también se encuentra reemplazando parcialmente a clastos arcillosos y a sulfuros previos como la pirita o tenantita (Fig. 8B-C). Aparece frecuentemente asociada a este último mineral y como exsoluciones en la bornita (Fig. 8A). La mayoría de los cristales framboidales de pirita han sido reemplazados por calcopirita, a favor de pequeñas fracturas y en las zonas de contacto con las zonas recrecidas (Fig. 8E-F). Los análisis realizados no han detectado trazas de ningún otro elemento.

Arsenopirita $FeAsS$

Aparece en cristales aislados idiomorfos, con secciones rómbicas, que pueden llegar a los 4 mm, aunque son más frecuentes los que tienen alrededor de 1 mm (Fig. 8D). No presenta relaciones texturales con el resto de la mineralización. Los análisis han mostrado composiciones muy puras sin ningún tipo de zonación química en los cristales.

Bornita Cu_5FeS_4

La bornita forma agregados granulares que aparecen en venas mineralizadas de hasta 3 mm de anchura. Presenta exsoluciones lamelares de calcopirita y suele englobar a la tenantita (Fig. 8A). También es reemplazada por covellita. Presenta también una composición estequiométrica.

Pirita FeS₂

Los agregados framboidales indican la presencia de pirita sedimentaria, con diámetros de menos de 30 μm . Estas piritas han sido parcialmente reemplazadas por goethita en las zonas de fractura y también por calcopirita y aparecen recrecidas por cristales idiomorfos de una segunda fase de pirita (Fig. 8E-F). En la figura 8B se observa cómo la calcopirita reemplaza parcialmente a cristales idiomorfos de esta pirita mediante un mecanismo acoplado de disolución-precipitación, evidenciado por la generación de numerosos poros en el mineral que está reemplazando. La segunda generación de pirita precipitó durante la etapa mineralizadora, formando cristales idiomorfos alrededor de las piritas framboidales diseminadas en la matriz, además de cristales idiomorfos aislados de mayores tamaños, alcanzando los 400 μm (Fig. 8F). No presenta trazas de arsénico, níquel o cobalto, como suele ser frecuente en este mineral.

Galena PbS

Es un mineral muy escaso, a pesar de que, como se ha comentado en la historia minera, esta mina fue declarada como de galena argentífera. Únicamente se ha observado relleno de pequeñas fracturas y entre límites de grano de la segunda pirita, acompañada también de calcopirita. Los análisis realizados tampoco han detectado plata en su composición.

Covellita CuS

Es un mineral común de origen secundario, que en las muestras aparece alterando a minerales de cobre previos, como bornita, calcopirita y tenantita. Se presenta como masas de cristales de hasta 200 μm de tamaño en los bordes y a favor de pequeñas fracturas en los minerales que reemplaza (Fig. 8A). Esta alteración, de tipo enriquecimiento supergénico, favorece el enriquecimiento en plata de este mineral, ya que en algunos análisis se ha detectado hasta un 3 % en peso de este metal en su estructura.

Malaquita Cu₂CO₃(OH)₂ y azurita Cu₃(CO₃)₂(OH)₂

La malaquita y la azurita son minerales secundarios de cobre, generados como consecuencia de la oxidación de los minerales primarios. Se utilizan como guía de exploración en yacimientos de cobre. En este caso, forma vistosas capas verdes y azules sobre las rocas, respectivamente, y también aparecen en espeleotemas dentro de la galería (Fig. 5D, F) y en pequeñas venas dentro de la roca encajante (Fig. 7E).

Minerales secundarios de hierro

Hematites Fe₂O₃ o goethita $\alpha\text{-Fe}^{3+}\text{O(OH)}$ aparecen como resultado de la oxidación de los sulfuros. La goethita es más abundante y destaca especialmente reemplazando pseudomórficamente a una fase con secciones hexagonales-pentagonales, que podría tratarse de magnetita. Además, forma bandeados concéntricos que indican variaciones en la abundancia de hierro (Fig. 8H).

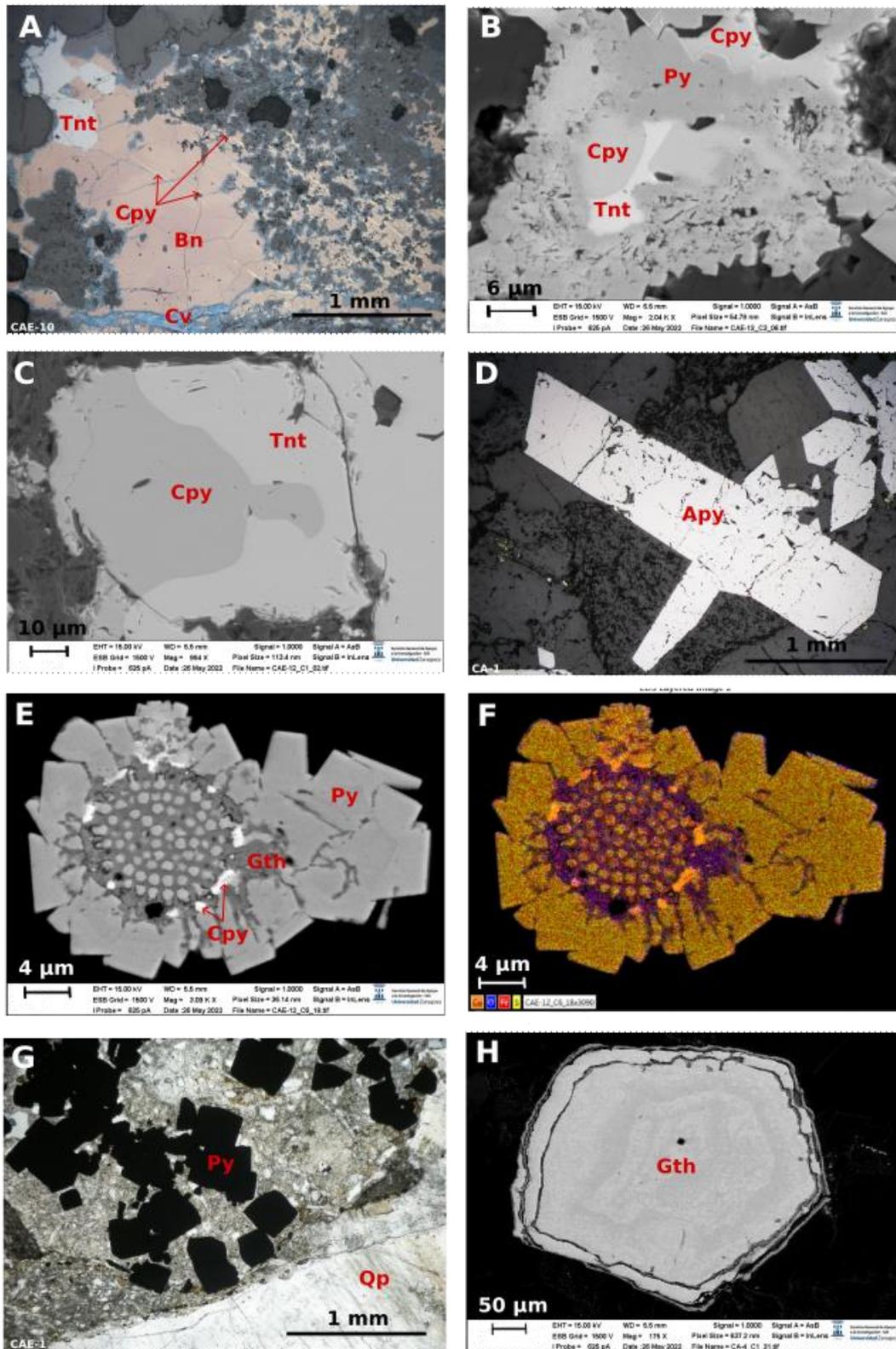


Fig. 8: Fotografías de láminas delgadas de la mineralización. *LTPP* luz transmitida polarizada plana (microscopio óptico), *LRPP* luz reflejada polarizada plana (microscopio óptico), *SEM* microscopio electrónico de barrido. A) Zona mineralizada, con exsoluciones de calcopirita en la bornita, que se altera a covellita. La tenantita es idiomorfa y previa a la bornita (*LRPP*). B) Calcopirita reemplazando a tennantita y pirita, con aparición de poros en los frentes de reemplazamiento (*SEM*). C) Calcopirita reemplazando a tenantita (*SEM*). D) Cristal idiomorfo maclado de arsenopirita (*LRPP*). E) Pirita framboidal, oxidada a goethita en las zonas de fractura y reemplazada parcialmente por calcopirita (*SEM*). F) Mapeo elemental de la pirita framboidal (*EM*). G) Cristales idiomorfos de pirita hidrotermal en la matriz (*LTPP*). H) Reemplazamiento pseudomórfico de ¿magnetita? por goethita, con bandeados con diferentes concentraciones en hierro (*LRPP*). *Tnt* tenantita, *Bn* bornita, *Cpy* calcopirita, *Cv* covellita, *Py* pirita, *Apy* arsenopirita, *Gth* goethita, *Qp* cuarzo policristalino.

5. Discusión

5.1. Secuencia paragenética

En la figura 9 se recoge la secuencia paragenética propuesta. La pirita framboidal tendría un origen sedimentario, mientras que las piritas de mayor tamaño se habrían formado como consecuencia de un proceso de movilización y reprecipitación durante el metamorfismo hidrotermal (Alonso-Azcárate, 1997). No obstante, son claramente previas a los sulfuros de cobre, pues aparecen parcialmente reemplazadas por los mismos (Fig. 8B). La tenantita idiomorfa (Fig. 8A) habría sido el primer mineral de cobre en cristalizar. A continuación, se habría producido la precipitación de bornita, que engloba algunos cristales de tenantita y genera exsoluciones de calcopirita (Fig. 8A). La precipitación de calcopirita se produce de forma coetánea a la de tenantita, ya que aparecen de forma intercrecida, aunque en ocasiones la calcopirita parece reemplazar a la tenantita, lo que indica que su precipitación se produjo durante un tiempo mayor (Fig. 8B-C). La precipitación de galena también se asocia a esta etapa, aunque debido a su escasez es complejo establecer sus relaciones texturales con el resto de los minerales. Finalmente, se habría producido la precipitación de arsenopirita, que tampoco muestra relaciones con otros minerales y es de un tamaño mucho mayor (Fig. 8D). Esta etapa final enriquecida en arsénico se ha reconocido también en otros yacimientos de este tipo (Cox *et al.*, 2003).

En una etapa posterior, tras los procesos erosivos originados por el levantamiento del Macizo de Cameros, el yacimiento habría sido expuesto a las condiciones superficiales y se habría producido la alteración supergénica de los sulfuros primarios, dando como resultados minerales como la covellita, la goethita, la hematites o la malaquita. En la covellita se ha reconocido un proceso de enriquecimiento supergénico en plata.

Como se ha comentado en el apartado de metamorfismo, se ha propuesto la existencia de dos eventos de metamorfismo hidrotermal de grado muy bajo en la Cuenca de Cameros, que habrían llevado aparejada la circulación de fluidos con temperaturas de hasta 350°C (Casquet *et al.* 1992). En el Grupo Tera se han medido inclusiones fluidas en fracturas que alcanzan Th de 300-400°C (González-Acebrón, 2009). El origen del evento Eoceno ha sido relacionado con la fusión de la corteza inferior durante la orogénesis, pero el del Cretácico Superior no ha podido ser relacionado con ningún proceso de estas características (Omodeo-Salé *et al.*, 2017).

Es muy probable que los yacimientos de cobre en esta zona se relacionen con estos eventos de metamorfismo hidrotermal, aunque con los datos disponibles es muy complicado asociar estas mineralizaciones a uno u otro evento hidrotermal. No obstante, es más probable que se relacionen con el evento más importante, que es el del Albiense-Coniacense que, además, se corresponde con el periodo de extensión, en el que principalmente se forman este tipo de yacimientos. Parece descartable que ambos eventos sean causantes de la mineralización debido a las pequeñas dimensiones del yacimiento y a que existe un lapso de al menos 30 Ma entre ambos.

<i>Minerales</i>	<i>Mineralización primaria (Albiense-Coniaciense)</i>	<i>Mineralización secundaria</i>
Pirita	—	
Tenantita	—	
Bornita	—	
Calcopirita	—	
Galena	—	
Arsenopirita	—	
Covellita		—
Goethita		—
Hematites		—
Malaquita		—
Azurita		—

Fig. 9: Secuencia paragenética de la mineralización de Candelaria.

5.2. Sistema mineral

Un sistema mineral hidrotermal es el conjunto de todos los procesos geológicos y geodinámicos, a cualquier escala, que controlan la formación, evolución y preservación de los depósitos minerales (McCuaig y Hronsky, 2016). Este concepto, mucho más amplio que el de yacimiento mineral o fluido hidrotermal, engloba el motor o fuente de energía, el tiempo y duración de la mineralización, la fuente o fuentes del fluido mineralizador y de sus componentes, las vías o conductos (pathways) por donde circulan los fluidos, el lugar donde precipitan (trampas) y las modificaciones post-depósito. Desde esta perspectiva se va a tratar de realizar una caracterización completa del yacimiento de Candelaria. En la figura 10 se recogen de forma resumida las características de este sistema mineral.

Fuente de energía

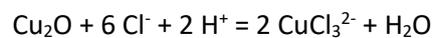
Durante la segunda etapa de rifting en la Cuenca Ibérica, entre el Titiense y el Albiense, se produce el relleno sedimentario en la Cuenca de Cameros. Se trata de la cuenca más subsidente del conjunto de la Cuenca Ibérica para esta etapa (Mas *et al.*, 1993, 2011), llegando a alcanzar los 6500 metros de espesor vertical en su depocentro. Esta gran subsidencia no llevó aparejada una gran anomalía térmica (Omodeo-Salé *et al.*, 2017), capaz de causar el metamorfismo registrado en la zona, pero sí habría favorecido el establecimiento de un sistema de circulación convectivo en el seno de la cuenca que movilizó los fluidos presentes en los sedimentos. No hay evidencias de actividad ígnea en la cuenca, por lo que un flujo de calor originado por este proceso parece descartable.

Tiempo y duración de la mineralización

La mineralización se relaciona con el evento de metamorfismo hidrotermal más importante en la Cuenca de Cameros, que tiene una edad Albiense-Coniaciense. La duración de la mineralización no es posible de estimar a partir del presente trabajo, pero probablemente ocurrió en un limitado periodo de tiempo debido a su limitado tonelaje y extensión.

Fuente del fluido y sus componentes

Las aguas connatas presentes en los poros de los sedimentos de la Cuenca de Cameros pudieron removilizarse cuando se establecieron los gradientes de presión y temperatura que originaron el movimiento de fluidos. Además, es probable que las aguas meteóricas se infiltraran a través de los sistemas de fracturas preexistentes, llegando a elevadas profundidades y entrando en el sistema de circulación convectiva. Esta movilización de fluidos provocaría un lavado de los sedimentos continentales oxidados acumulados durante la etapa de rifting y un enriquecimiento en metales, especialmente cobre. En cuanto al azufre, al carecer esta cuenca de formaciones evaporíticas, es probable que su origen tenga que ver con la circulación de fluidos a través de la facies Keuper, ricas en evaporitas, que se encontrarían bajo la secuencia sedimentaria y que además funcionó como nivel de despegue para los cabalgamientos durante la orogenia Alpina. Esta disolución originaría densas salmueras capaces de movilizar al cobre a través de complejos clorurados según la siguiente ecuación, a pH moderados (Cox *et al.*, 2003):



Pathways

Los sedimentos de la Cuenca de Cameros se corresponden con formaciones fluviales y lacustres que en ocasiones presentan una porosidad y permeabilidad tal que permiten la circulación de los fluidos. No obstante, el Grupo Tera sufrió procesos de compactación y cementación muy intensos antes de la alteración hidrotermal (González-Acebrón, 2009), por lo que los fluidos habrían circulado preferentemente a través de las fallas generadas durante la etapa de rifting mesozoica.

Trampas

La precipitación de los sulfuros de cobre estuvo relacionada principalmente con el ambiente reductor suministrado por los pequeños lentejones de sedimentos ricos en materia orgánica presentes en la cuenca, en el caso de la mina Candelaria el nivel de pizarras ricas en materia orgánica. Este mecanismo también se puede observar en la mina Serrana Segunda (Aznar, 2020). Al pasar a condiciones reductoras, los complejos que transportarían estos metales se desestabilizarían y precipitarían en estos niveles principalmente. No obstante, a menor escala se ha observado que los sulfuros precipitan favorecidos por la presencia de pirita sedimentaria y por clastos de pizarra, aunque el mecanismo de precipitación sería similar. También hay casos en los que la precipitación habría estado favorecida por la presencia de carbonatos (Fig. 7B). Al mismo tiempo, se ha observado que algunas zonas ricas en materia orgánica han quedado sin mineralizar (Fig. 7G-H).

Modificaciones post-depósito

Tras la orogenia Alpina y el levantamiento del Macizo de Cameros, con la consiguiente erosión, la mineralización habría sido expuesta a las condiciones superficiales, lo que habría resultado en la alteración supergénica de la mineralización primaria y la generación de minerales secundarios a partir de la oxidación de los sulfuros de cobre, dando a las rocas cercanas unas coloraciones llamativas que habrían motivado el descubrimiento de la mina.

Las condiciones para la formación de este sistema mineral no son demasiado limitadas, por lo que los depósitos de este tipo son bastante abundantes. No obstante, para la formación de yacimientos gigantes y supergigantes, que sean rentables a nivel económico, se necesitan una serie de condicionantes extra que provocan que solo existan tres ejemplos de supergigantes en todo el mundo. Es necesaria la presencia de evaporitas a techo de la cuenca, que funcionen como sellado para el sistema de circulación convectivo, de forma que se puedan mantener las condiciones favorables para circulación y precipitación de fluidos durante decenas o centenares de millones de años. Además, estos grandes depósitos se formaron en el Neoproterozoico tardío y Pérmico, épocas de rupturas supercontinentales y de grandes eventos de glaciación, que se relacionan con océanos ricos en magnesio y sulfatos que incrementarían la disponibilidad de azufre en las salmueras (Hitzman *et al.*, 2010).

Sistema mineral del yacimiento de Candelaria	
<i>Fuente de energía</i>	Gradiente de P y T por la acumulación de 6500 m de sedimentos
<i>Tiempo y duración de la mineralización</i>	Durante el evento metamórfico Albiense-Coniaciense
<i>Fuente del fluido</i>	Aguas connatas y meteóricas por infiltración
<i>Fuente de los componentes</i>	Cu: lavado de los sedimentos continentales oxidados S: agua marina o Keuper
<i>Pathways</i>	Fallas formadas durante el rifting Mesozoico
<i>Trampas</i>	Lentejones de pizarra, piritita previa, clastos pizarrosos y carbonatos
<i>Modificaciones post-depósito</i>	Alteración supergénica y generación de minerales secundarios

Fig. 10: Cuadro resumen del sistema mineral del yacimiento de Candelaria.

5.3. Modelo de yacimiento

Candelaria se trata de un yacimiento encajado en un nivel de pizarras y, en menor medida, microconglomerados de la Fm. Magaña (Grupo Tera), que se sedimentaron en un sistema fluvial meandriforme (González-Acebrón *et al.*, 2007). En cuanto al ambiente tectónico, se trata de un rift abortado, que estuvo activo entre el Titoniense y el Albiense y en el que se acumularon potencias de hasta 6500 metros de sedimento. La mineralogía primaria está formada por sulfuros de cobre, fundamentalmente calcopirita y tenantita, con cantidades menores de bornita, piritita y arsenopiritita. En cuanto a las texturas, aparecen reemplazamientos de piritita sedimentaria, fragmentos de pizarras y fragmentos vegetales y rellenos a favor de grietas.

De entre los tipos de yacimientos de cobre más comunes, tales como los sulfuros masivos volcanogénicos (VMS), Cu encajado en sedimentos, skarns de Cu y pórfidos cupríferos, el segundo tipo encaja perfectamente con el presente yacimiento. De acuerdo con Cox *et al.* (2003), se reconocen tres tipos diferentes de yacimientos de Cu encajados en sedimentos: encajados en pizarras; tipo redbed, en el que las capas reductoras se encuentran diseminadas en una secuencia detrítica continental; y tipo Revett, en los que el reductor es difuso y pueden ser hidrocarburos líquidos o gaseosos o gases ricos en azufre. El depósito de Candelaria es de tipo redbed.

Según Eugster (1989), las rocas encajantes contienen comúnmente restos de plantas (Fig. 7G) y las capas de evaporitas están presentes en algunas ocasiones, aunque no siempre. Las trampas reductoras suelen tener una extensión lateral reducida, lo que resulta en que los depósitos de este tipo suelen presentar pequeñas dimensiones. La principal diferencia con el modelo típico radica en la mineralogía, ya que el mineral principal es la calcosina, mientras que en Candelaria no se ha hallado. Además, el arsénico no suele ser abundante en este tipo de yacimientos y minerales como la tenantita o arsenopirita, abundantes en Candelaria, aparecen solo en algunos casos en una etapa hidrotermal tardía.

En la figura 11 se esquematiza el modelo de yacimiento propuesto para el yacimiento de Candelaria. Durante el Albiense – Coniaciense, se establecería una circulación convectiva de fluidos connatos y meteóricos a favor de gradientes de presión y temperatura en un ambiente de rift abortado. De esta forma, se produciría el lavado de los metales base de las secuencias continentales oxidadas. Por su parte, los sulfuros provendrían principalmente de la disolución de evaporitas en las facies Keuper, infrayacentes a las red beds. El ascenso de estas salmueras sería principalmente a través de las fallas extensionales, y al entrar en contacto con niveles reducidos en materia orgánica se produciría la precipitación de sulfuros. Los sedimentos post-rift podrían haber funcionado como sello para el establecimiento de este sistema de circulación convectivo.

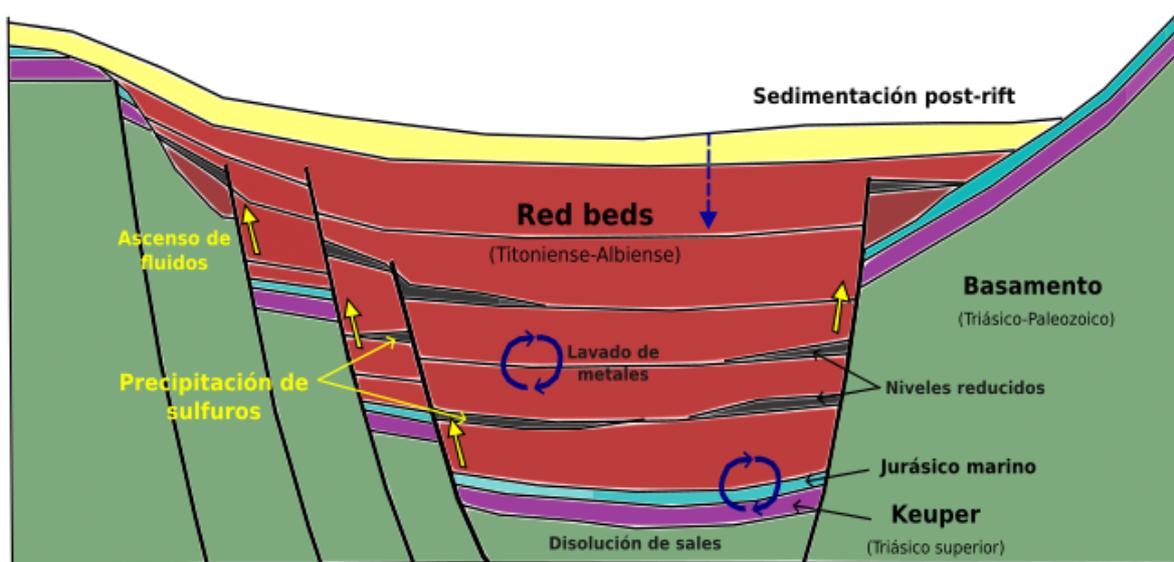


Fig. 11: Esquema simplificado de formación del yacimiento (Albiense – Coniaciense).

6. Conclusions and further remarks

- 1) The Candelaria ore deposit consists mainly of copper sulphides and sulfosalts, and the most abundant minerals in order of abundance are tennantite, chalcopyrite, bornite and arsenopyrite, with very minor galena. They appear as disseminations, fracture-filling and replacement textures.
- 2) It is hosted by organic-rich shales, microconglomerates, and sandstones of the Magaña Fm and the precipitation was controlled by the reduction environment provided by the organic fragments, sedimentary pyrite and carbonates present in the rocks.
- 3) The Candelaria mine is a redbed-hosted stratiform copper deposit. The mineralization event is probably related to the Albian-Coniacian hydrothermal metamorphism, but further analysis is required to confirm it.
- 4) The abundance of arsenic minerals is the most remarkable characteristic of the mine. Tennantite was the first copper mineral to precipitate, while arsenopyrite was the last one and originated large and euhedral crystals.
- 5) An isotopic analysis of the minerals and the study of their fluid inclusions would be useful for characterising the nature of the mineralising fluids, the temperature of formation and the stages of mineralisation.

7. Bibliografía

- Alonso-Azcárate, J. (1997). *Evolución de los filosilicatos y génesis de los yacimientos de pirita: su relación con las facies sedimentarias y el metamorfismo en la cuenca de Cameros. Cretácico inferior. La Rioja-Soria*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid.
- Alonso-Azcárate, J., Barrenechea, J.F., Mas, J.R. y Rodas, M. (1999). Factores que controlan la evolución de los parámetros cristaloquímicos y asociaciones minerales en las rocas sedimentarias del Grupo Enciso (Cretácico Inferior). Cuenca De Cameros, La Rioja (Norte De España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 12, 439–451.
- Aznar, A. (2020). *Geología y mineralogía del yacimiento de Serrana Segunda (Gallinero de Cameros, La Rioja)*. Trabajo de fin de grado, Univ. De Zaragoza.
- Barrenechea, J.F., Rodas, M. y Mas, J.R. (1995). Clay mineral variations associated with diagenesis and low-grade metamorphism of early cretaceous sediments in the Cameros Basin, Spain. *Clay Min.*, 30, 119–133.
- Barrenechea, J.F., Rodas, M., Frey, M., Alonso-Azcárate, J. y Mas, J.R. (2001). Clay diagenesis and low-grade metamorphism of Tithonian and Berriasian sediments in the Cameros Basin (Spain). *Clay Min.*, 36, 325–333.
- Capote, R., Muñoz, J.A., Simón, J.L., Liesa, C.L. y Arlegui, L.E. (2002). Alpine tectonics I: the Alpine system north of the betic cordillera. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons, T. Moreno, Eds). The Geological Society, London, 367-400.
- Casas-Sainz, A.M. (1992). El Frente Norte de las Sierras de Cameros: Estructuras Cabalgantes Y Campo De Esfuerzos. *Zubía Monográfico*, 4, 1–220.
- Casas-Sainz, A. M. y Simón-Gómez, J. L. (1992): Stress field and thrust kinematics: a model for the tectonic inversion of the Cameros Massif (Spain). *Journal of Structural Geology* 14 (5), 521-530.
- Casas, A., Río, P., Mata, P., Villalaín, J. y Barbero, L. Comentario sobre González-Acebrón *et al.* (2012). Criteria for the recognition of localization and timing of multiple events of hydrothermal alteration in Sandstones illustrated by petrographic, fluid inclusion, and isotopic analysis of the Tera Group, Northern Spain. *Int J Earth Sciences* 100:1811-1826. *Int. J. Earth Sci.*, 101, 2043–2048.
- Casquet, C., Galindo, C., González-Casado, J.M., Alonso, A., Mas, R., Rodas, M., García, E. y Barrenechea, J.F. (1992). El Metamorfismo en la cuenca de Los Cameros. *Geocron. Impli. Tect. Geog.*, 11, 22–25.
- Cox, D.P., Lindsey, D.A., Singer, D.A. y Diggles, M.F. (2003): Sediment-hosted copper deposits of the world: Deposit models and database. *U.S. Geological Survey Open-File Report* 03-107
- Del Río, P., Barbero, L., Mata, P. y Fanning, C.M. (2009). Timing of diagenesis and very low-grade metamorphism in the Eastern Sector of the Sierra De Cameros (Iberian Range, Spain): A U-Pb Shrimp Study on Monazite. *Terra Nova*, 21, 438–445.
- Diessel, C.F.K. y Offler, R. (1975). Change in physical properties of coalified and graphitized phytoclasts with grade of metamorphism. *Neues Jahrb. Mineral., Monatsh. H.* 1, 11 – 26.

- Eugster, H. P. (1989). Geochemical environments of sediment-hosted Cu-Pb-Zn deposits. *Sediment-hosted Stratiform Copper Deposits*, 36, 111-126.
- García-Lasanta, C., Oliva-Urcia, B., Román-Berdiel, T., Casas, A.M. y Pérez-Lorente, F. (2013). Development of magnetic fabric in sedimentary rocks: insights from early compactional structures. *Geophysical Journal International*, 194: 182-199.
- Goldberg, J.M., Guiraud, M., Malusky, H. y Seguret, M. (1988). *Caracteres Petrologiques Et Age Du Metamorphisme En Contexte Distensif Du Bassin Sur Decrochement De Soria (Cretace Inferieur, Nord Espagne)*. Compt. Rend. l'Academia des Sci. de Paris, 307, 521–527.
- González-Acebrón, L. (2009): *El Grupo Tera en el sector oriental de la Cuenca de Cameros: ambientes sedimentarios, procedencia y evolución diagenética*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 440 p.
- González-Acebrón, L., Arribas, J. y Mas, R. (2007): Provenance of fluvial sandstones at the start of late Jurassic-early Cretaceous rifting in the Cameros Basin (N. Spain). *Sedimentary Geology* 202, 138-157, 2007.
- González-Acebrón, L., Goldstein, R.H., Mas, R. y Arribas, J. (2011). Criteria for recognition of localization and timing of multiple events of hydrothermal alteration in sandstones illustrated by petrographic, fluid inclusion, and isotopic analysis of the Tera Group, Northern Spain. *Int. J. Earth Sci.*, 100, 1811–1826.
- González-Acebrón, L., Goldstein, R., Mas, R. y Arribas, J. (2012). Respuesta al comentario de Casas *et al.* sobre el artículo de González-Acebrón *et al.* (2011). *Int. J. Earth Sci.*, 101(7), 2049-2053.
- Guimerà, J., Alonso, A. y Mas, J. R. (1995): Inversion of an extensional ramp basin by a newly formed thrust: the Cameros basin (N Spain). En: *Basin Inversion* (J. G. Buchanan y P. G. Buchanan, eds.). Geological Society, London, Special Publications 88, 433-453.
- Guiraud, M. y Seguret, M. (1985) A releasing solitary overstep model for the late Jurassic-Early Cretaceous (Wealdian) Soria Strike-Slip Basin (Northern Spain). En: *Strike Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation* (Biddle K.T. y Christie-Blick N., eds.). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Spec. Publ., 37, 159–175.
- Hitzman, M., Selley, D. y Bull, S. (2010). Formation of Sedimentary Rock-Hosted Stratiform Copper Deposits through Earth History. *Economic Geology*, 105. 627-639.
- Lagabriele, Y., Labaume, P. y de Saint Blanquat, M. (2010). Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies. *Tectonics*, 29(4).
- Liesa, C., Casas, A.M. y Simón, J.L. (2018): La tectónica de inversión en una región intraplaca: la Cordillera Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 31 vol. 2: 23-50.
- McCuaig, T.C. y Hronsky, J.M. (2016). The Mineral System Concept: the key to exploration targeting. *Society of Economic Geologists. Special Publications* 18, 153-175.

Mantilla-Figueroa, L.C., Casquet, C. y Mas, J.R. (1998). Los Paleofluidos En El Grupo Oncala, Cuenca De Cameros (La Rioja, España): Datos De Inclusiones Fluidas, Isótopos De Oxígeno Y Sem. *Geogaceta*, 24, 207–210.

Mantilla-Figueroa, L.C., Casquet, C., Galindo, C. y Mas, J.R. (2002): El metamorfismo hidrotermal cretácico y Paleógeno de la Cuenca de Cameros (Cordillera Ibérica, España). *Zubía. Instituto de Estudios Riojanos*, 14, 143-154.

Mapa topográfico de Gallinero de Cameros. Disponible en: <https://www.ign.es/iberpix/visor>

Mas, J.R., Alonso, A. y Guimera, J. (1993): Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: La cuenca finijurásicaeocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria). *Rev. Soc. Geol. España* 6 (3-4), 129-144.

Mas, R., Benito, M. I., Arribas, J., Serrano, A., Guimerà, J., Alonso, A. y Alonso-Azcárate, J. (2002): La cuenca de Cameros: desde la extensión finijurásica-eocretácica a la inversión terciaria – implicaciones en la exploración de hidrocarburos. *Zubía Monográfico* 14, 9-64.

Mas, R., García, A., Mas, R., García, A., Salas, R., Meléndez, A., Alonso, A., Aurel, M., Bádenas, B., Benito, M. I., Carenas, B., García-Hidalgo, J. F., Gil, J. y Segura, M. (2004): Segunda Fase de rifting: Jurásico Superior-Cretácico Inferior. En: *Geología de España*, (J.A. Vera, eds.). Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero, Madrid, 503-510.

Mas, J. R., Benito, M. I., Arribas, J., Alonso, A., Arribas, M.E., Lohomann, K. C., Hernán, J., Quijada, E., Suárez, P. y Omodeo, S. (2011): Evolution of an intra-plate rift basin: the Latest Jurassic-Early Cretaceous Cameros Basin (Northwest Iberian Ranges, North Spain). *Geo-Guías* 8, 117-154.

Mata, M.P., Casas, A.M., Canals, A., Gil, A. y Pocoví, A. (2001). Thermal history during mesozoic extension and tertiary uplift in the Cameros Basin, Northern Spain. *Basin Res.*, 13, 91–111.

Muñoz, A., Soria, A., Canudo, J.I., Casas, A.M., Gil, A. y Mata, M.P. (1997). Caracterización estratigráfica y sedimentológica del Albiense marino del borde Norte de la Sierra de Cameros. Implicaciones paleogeográficas. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 22: 139-163.

Noval, S. (2020). Catálogo de minas históricas de la Mancomunidad de las Trece Villas (La Rioja). *Instituto de Estudios Riojanos*.

Noval, S., Ingelmo, V., Hernández J.M., Álvarez, E. y Murciego, A. (2018). Preliminary study of the Candelaria mine mineralization in Gallinero de Cameros (La Rioja). *Macla: revista de la Sociedad Española de Mineralogía*, 24, 94.

Ochoa, M., Arribas, M.E., Arribas, J. y Mas, R. (2007). Significance of geochemical signatures on provenance in intracratonic Rift Basins: examples from the Iberian Plate. En: *Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives From Petrography and Geochemistry* (Arribas J., Johnsson M.J. y Critelli S., eds.). Geol. Soc. Am. Spec. Papers, 420, 199–219.

Omodeo-Salé, S., Salas, R., Guimerà, J., Ondrak, R., Mas, R., Arribas, J., Suarez-Ruiz, I. y Martínez, L. (2017): Subsidence and thermal history of fan inverted Late Jurassic-Early Cretaceous extensional basin (Cameros, North-central Spain) affected by very low- to low-grade metamorphism. *Basin Research*, 29: 156-174

Pettijohn, F. J. (1975). *Sedimentary rocks* (Vol. 3, p. 628). New York: Harper & Row.

Pettijohn, F., Potter, P. y Siever, R. (1987). *Sand and sandstone*, Springer - Verlag, New York, Segunda edición.

Ramírez Merino, J.I., Olivé Davó, A. Álvaro López, M. y Hernández Samaniego, A. (1990). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 241 (Anguiano)*. IGME, Madrid.

Salas, R. y Casas, A. (1993). Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy, and crustal evolution during the Alpine cycle of the Eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 228: 33-55.

Soria, A.R., Meléndez, M.N., Meléndez, A., Liesa, C.L., Aurell, M. y Gómez-Fernández, J.C. (2000). The Early Cretaceous of the Iberian Basin (Northeastern Spain). En: *Lake Basins through Space and Time*, (E.H. Gierlowski-Kordesch, K.R. Kelts, Eds). AAPG Studies in Geology, 46: 285-294.

Van Wees, J.D., Arche, A., Bejedorff, C.G., López-Gómez, J. y Cloething, S.A.P.L. (1998). Temporal and spatial variations in tectonic subsidence in the Iberian Basin (Eastern Spain): inferences from automated forward modelling of high-resolution stratigraphy (Permian-Mesozoic). *Tectonophysics*, 300: 285-310.

Vegas, R., Juárez, M.T. y Kailin, O. (1996) Tectonic and geodynamic significance of paleomagnetic rotation in the Iberian chain, Spain. *Geogaceta*, 19, 11–12.