

ACOPIOS

An Iberian Mineralogist Journal

ISSN 2171-7788



V112020

MTIEEDIT

ACOPIOS

An Iberian Mineralogist Journal

ISSN 2171-7788



V112020

MTIEDIT

ACOPIOS

An Iberian Mineralogist Journal
Revista Ibérica de Mineralogía

Volumen 11, 2020 ISSN 2171-7788

DIRECTOR/DIRETOR

Santos Barrios

Doctor en Geología
e Ingeniero Técnico de Minas

Profesor asociado del Dpto. de Geología
de la Universidad de Salamanca

EDITOR JEFE/EDITOR CHEFE

Jesús Alonso

Museo de Ciencias Naturales de Álava,
Vitoria-Gasteiz, País Vasco, España

COMITÉ ASESOR/COMITÉ ASSESSOR

José Manuel Compañía Prieto

Doctor en Química

Técnico de Investigación del Servicio de
Difracción de Rayos-X
de la Universidad de Salamanca

Juan Gómez Barreiro

Doctor en Geología

Profesor Titular del Dpto. de Geología
de la Universidad de Salamanca

EDITA

MTIEDIT, Vitoria-Gasteiz, 2020

Versión impresa de su original *on line*

http://issuu.com/malacate/docs/acopios_11

Editada en España - Edited in Spain

ACOPIOS

An Iberian Mineralogist Journal

Revista Ibérica de Mineralogía

MTIEDIT ISSN 2171-7788

Sumario/Sumário

**M.D. BREA-FERNÁNDEZ, A. VÁZQUEZ-GONZÁLEZ, M. NÚÑEZ-GARCÍA,
J. DE LAUREANO-RÍOS & C.J. RODRÍGUEZ-VAZQUEZ**

*Actualización mineralógica de la cantera "Cillarga 2668" (Ponteareas,
Pontevedra): Minerales hidrotermales de baja temperatura* 1-36

S. BARRIOS, J. GÓMEZ BARREIRO, J.M. COMPAÑA & K. DOS SANTOS

*Mineralizaciones metálicas del extremo oriental del distrito de
Morille-Martinamor (Salamanca, España)* 37-119

K. DOS SANTOS, J. GÓMEZ BARREIRO & S. BARRIOS

*El placer aurífero del arroyo Fresnedoso (Perales del Puerto,
Cáceres, España)* 121-145

ACOPIOS

An Iberian Mineralogist Journal
Revista Ibérica de Mineralogía

Volumen 11, 2020

Actualización mineralógica de la cantera “Cillarga 2668” (Pontearreas, Pontevedra): Minerales hidrotermales de baja temperatura

M^a Dolores BREA-FERNÁNDEZ⁽¹⁾, Ángel VÁZQUEZ-GONZÁLEZ⁽²⁾,
Moisés NÚÑEZ-GARCÍA⁽³⁾, Juan DE LAUREANO-RÍOS⁽⁴⁾,
Carlos José RODRÍGUEZ-VÁZQUEZ⁽¹⁾

⁽¹⁾ 15782 Santiago de Compostela, A Coruña (España)
cjrodriguez@anfaco.es

⁽²⁾ Porriño, Pontevedra (España)

⁽³⁾ Cruceiro, 36954 Moaña, Pontevedra (España)

⁽⁴⁾ 23009 Jaén (España)

Resumen

M.D. BREA-FERNÁNDEZ; A. VÁZQUEZ-GONZÁLEZ; M. NÚÑEZ-GARCÍA; J. DE LAUREANO RÍOS y C.J. RODRÍGUEZ-VÁZQUEZ (2020). Actualización mineralógica de la cantera “Cillarga 2668” (Pontearreas, Pontevedra): Minerales hidrotermales de baja temperatura. *Acopios*, **11**: 1-36.

En este trabajo se actualiza el catálogo de minerales de origen hidrotermal de relativa baja temperatura en la cantera de granodiorita de Cillarga (Pontevedra, España). Se describen diversos minerales de berilio y del grupo de las zeolitas, entre los que destacan la primera identificación en Galicia de milarita y chabazita-Ca, siendo relativamente abundantes en la cantera estudiada. Otras fases minerales menos frecuentes son la laumontita, bavenita y fenaquita.

Por otro lado, son habituales los minerales de Tierras Raras, como la parisita-Ce y xenotima-Y, desarrollando formas cristalinas de considerable tamaño, en comparación con otros yacimientos en Galicia. De manera cualitativa se ha observado que en aquellas zonas del plutón donde aparecen minerales de Tierras Raras, las zeolitas no están presentes.

Palabras clave: Pegmatitas, Milarita, Bavenita, Chabazita-Ca, Pontevedra.

Abstract

M.D. BREA-FERNÁNDEZ; A. VÁZQUEZ-GONZÁLEZ; M. NÚÑEZ-GARCÍA; J. DE LAUREANO RÍOS y C.J. RODRÍGUEZ-VÁZQUEZ (2020). Updating mineral record of the Cillarga-2668 quarry: New low-T hydrothermal phases. *Acopios*, **11**: 1-36.

We present and update of the minerals related to low-T hydrothermal activity as found in the Cillarga granodiorite quarry (Pontevedra, Spain). Several beryllium mineral phases and zeolites are described for the first time in Galicia: Milarite and Chabazite-Ca. Other phases like laumontite, bavenite and phenakite are relatively scarce.

The presence of REE-mineral is widespread in the quarry, with parisite-Ce and xenotime-Y, developing relatively large crystals. Field evidence suggests zeolites are not developed where REE-phases are present in the pluton.

Keywords: Pegmatites, Milarite, Bavenite, Chabazite-Ca, Pontevedra.

INTRODUCCIÓN

La cantera “*Cillarga 2668*” (en adelante, Cillarga) está situada en la parroquia de Santa Mariña de Xinzo, en la zona oeste del municipio de Ponteareas (Pontevedra, España) y próxima al límite del vecino municipio de Mos. En ella se llevó a cabo la explotación de un plutón de granodiorita rosada para la producción de áridos y, hasta el cese de su actividad, proporcionó toda una serie de especies de minerales interesantes para el coleccionismo, donde sus tamaños, hábitos y calidades son en ocasiones únicos para la comunidad gallega.

Las especies más importantes a nivel coleccionista por su visibilidad y al hallarse aéreas en cavidades mirolíticas son la fluorita (cubo, octaedro y combinaciones; Fig. 1), la turmalina chorlo (sección trigonal; Fig. 2), cuarzo (hialino, lechoso, ahumado, rojizo, biterminado, con y sin inclusiones de clorita, turmalina o piritita), microclina (tono blanquecino-rosado a rosado intenso), piritita (cubo), albita (transparente, blanca o rojiza, formando epitaxias sobre microclina), ópalo (blanco, gris) y chamosita.



Figura 1: Fluorita (combinación cubo-octaedro) y turmalina (chorlo) sobre cristal de cuarzo, longitud de la pieza 6,2 cm; cantera Cillarga (Ponteareas, Pontevedra, España). Fotografía y colección: Carlos J. Rodríguez.

Pero sin lugar a duda, lo que también ha realzado el interés por esta y otras canteras próximas ubicadas en Porriño, es la presencia de minerales a escala micro, bien cristalizados y principalmente de Elementos de Tierras Raras, no siempre fáciles de localizar *in situ* dadas las condiciones ambientales (presencia de polvo de la actividad industrial o de arcillas sobre la superficie de los minerales).

El presente trabajo estudia los minerales presentes en geodas de diverso tamaño, recogidos en los últimos días de actividad de la cantera, con el fin de incrementar la lista mineralógica con nuevas especies para el yacimiento. Destaca la presencia de zeolitas, de minerales de Be, así como raros carbonatos y fosfatos de Tierras Raras, todos ellos, producto de la actividad hidrotermal de baja temperatura acaecida sobre este plutón (González del Tánago y La Iglesia, 1998).

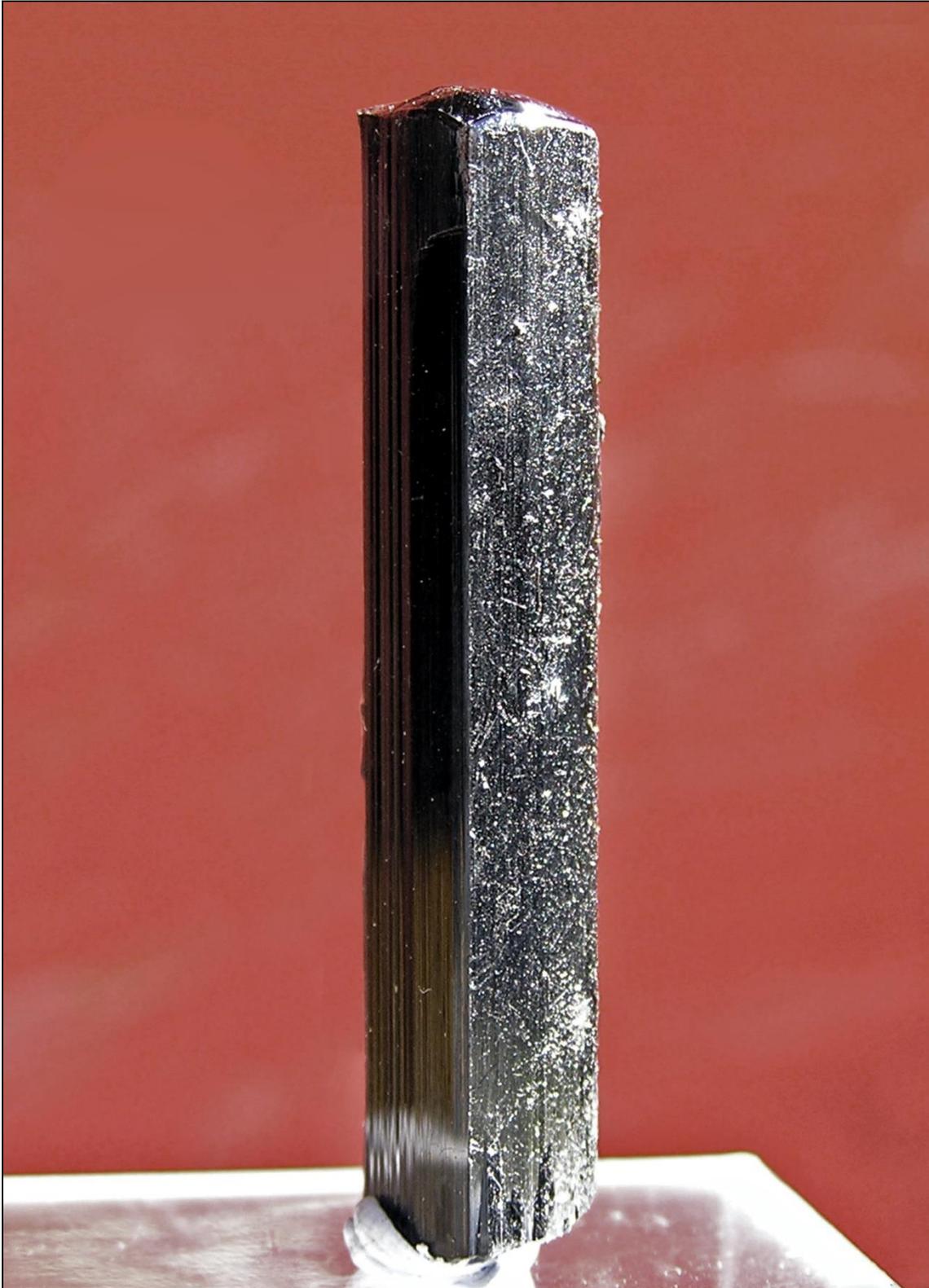


Figura 2: *Cristal de turmalina (chorlo), 5,5 cm de altura; cantera Cillarga (Ponteareas, Pontevedra, España). Fotografía y colección: Carlos J. Rodríguez.*

CONTEXTO GEOLÓGICO

En la cantera de Cillarga se explotó un granito de grano medio-grueso, concretamente definido como de carácter calcoalcalino, inequigranular de grano grueso (Rubio Navas, 1981) y de color entre rosado claro y crema-blanquecino según las zonas de la cantera.



Figura 3: Frente de la cantera Cillarga, año 2013. Fotografía: M. Núñez-García.



Figura 4: Cantera Cillarga, año 2020. Fotografía: M. Núñez-García.

La actividad final era una explotación dedicada exclusivamente a áridos, dada la elevada densidad de cavidades mirolíticas, algunas pegmatitas y pequeñas geodas presentes en el plutón. A fecha actual, la actividad se encuentra paralizada debido a la crisis económica de 2011, por lo que últimamente es difícil encontrar nuevo material de estudio. En las figuras 3 y 4 se compara el estado de la cantera en 2013 (ya en plena parada de explotación) y en 2020, respectivamente. Una extensiva lista de minerales de este plutón en canteras cercanas del adyacente municipio de Porriño ha sido descrita por Calvo et al. (2009), citando algunas especies minerales para la cantera Cillarga.

El granito al que corresponde la cantera Cillarga, como en Porriño (el conocido comercialmente como “Rosa Porriño”), se halla en el borde noroeste del macizo granítico de Porriño (Fig. 5), que posee un conjunto de granitoides calcoalcalinos, y de éstos, encaja dentro del grupo de granodioritas tardías (Capdevila et al., 1973; Corretge et al., 1981). Su formación tuvo lugar a profundidad, con mezclas de material metaígneo ácido con el magma básico a nivel del manto; su aparición ocurrió en estados tardíos de la Orogenia Varisca (Bellido et al., 2005), y encajando entre diferentes formaciones metamórficas (Escuder et al., 1994). García-Garzón (1983), fue de los primeros en datar este plutón en torno a los 287 Ma por el método del Rb-Sr, muy cerca de los resultados más recientes por U-Pb expuestos por González-Menéndez et al. (2017), con 295 Ma.

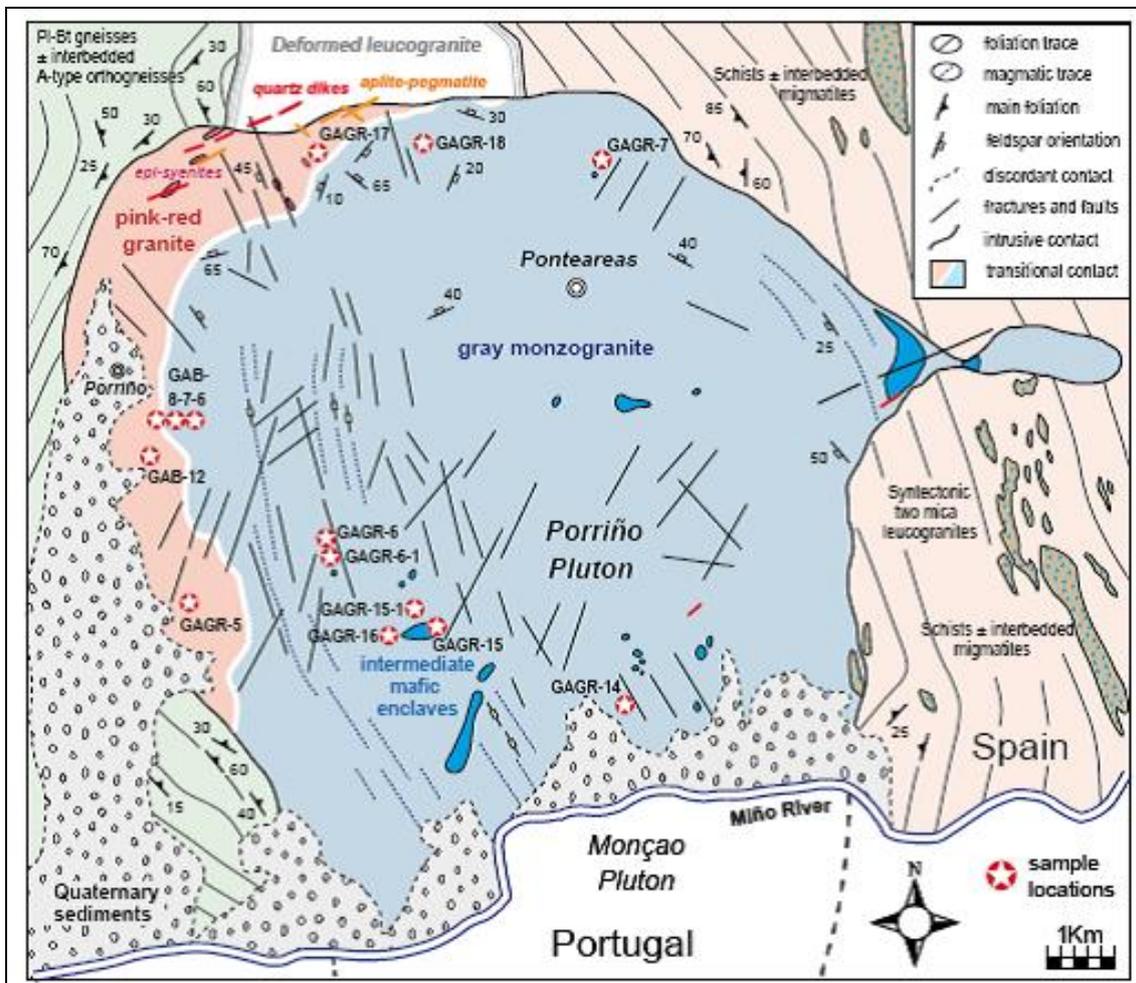


Figura 5: Esquema geológico del Plutón de Porriño (tomado de González-Menéndez et al., 2017).

En el campo, domina un granito de tamaño grueso, caracterizado por una microclina de rosa a rosada clara, aunque se pueden observar diferentes pegmatitas y escasos xenolitos de metasedimentos. De hecho, hacia el borde oeste del macizo, el tamaño de grano

disminuye hacia un grano fino-medio, con dominio de microclina blanco-crema y numerosos huecos (entre los 0,3 y 4 cm de diámetro, aproximadamente, Fig. 6), donde es frecuente la cristalización de minerales principales y accesorios, destacando especialmente la fluorita.



Figura 6: Aspecto de los numerosos huecos presentes en la granodiorita de Cillarga, donde se hallan los minerales de interés. Fotografía y colección: Carlos J. Rodríguez.



Figura 7: Ejemplo de cavidad miarolítica, ya vaciada, en la cantera Cillarga. Fotografía: M. Núñez-García.

Destaca en este plutón la presencia de grandes cristales en las cavidades miarolíticas citadas anteriormente (Fig. 7). Los minerales accesorios son abundantes, con predominio de algunos de ellos, y otros más raros, que son los que caracterizan esta zona borde del plutón, pero que por su pequeño tamaño pasan desapercibidos. De estos minerales accesorios, en Cillarga se han descrito hematite, anatasa, rutilo, polycrasa-Y, estilbita-Ca (Calvo et al., 2009), titanita y kamphaugita-Y (Vázquez-González et al., 2013). Sin embargo, es de resaltar la ausencia de granate y berilo, minerales frecuentes y abundantes en otras rocas graníticas similares de los alrededores.

MATERIAL Y MÉTODOS

Los minerales estudiados y que se describen a continuación, corresponden a material fracturado (procedente de voladuras) de la cantera Cillarga, que fueron recogidos entre los años 2013 y 2015 (Fig. 8). A excepción de algunas zonas frescas, recién fracturadas, ciertos minerales en huecos suelen estar cubiertos de una fina capa de arcilla, por lo que se someten a un proceso de limpieza.

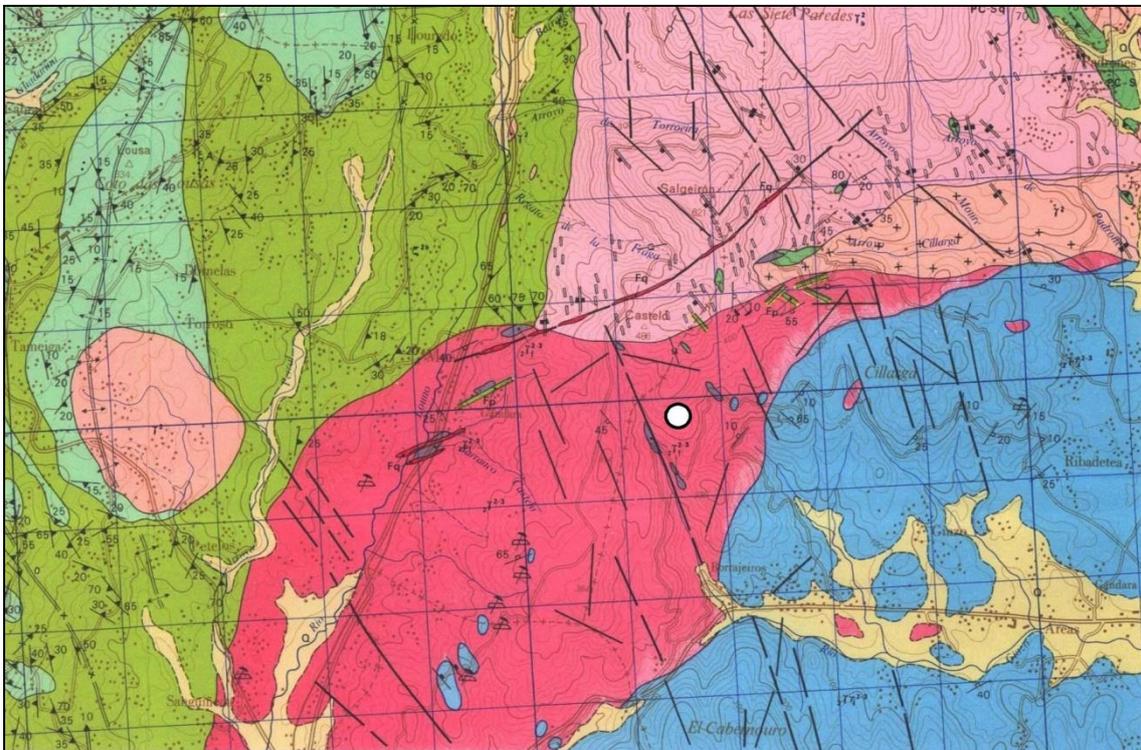


Figura 8: Mapa geológico de la zona norte del Plutón de Porriño (tomado de Rubio Navas, 1981). El círculo blanco indica la ubicación de la cantera Cillarga.

Para la limpieza de ejemplares, primeramente, se sumergieron en agua desionizada, durante al menos 12 h. Posteriormente, fueron introducidos en una cubeta de ultrasonidos, durante 15 min, tras los cuales se retiraron para su limpieza con chorro suave de agua desionizada para eliminar restos sueltos. En algunos casos (y según el mineral) se llevó a cabo la limpieza mecánica con un cepillo de filamentos de plástico. Finalmente, se dejaron secar durante al menos 2-3 días a temperatura ambiente, protegiendo los ejemplares de corrientes y del polvo.

Tras la limpieza, los ejemplares fueron sometidos a análisis de difracción de rayos X (DRX) y microscopio electrónico de barrido equipado con un detector de rayos X de dispersión de energías (MEB-EDS) de los servicios generales de la Universidad de

Santiago de Compostela, de acuerdo a las condiciones de trabajo descritas por Núñez-García et al. (2012), que se resumen a continuación. Para la identificación y caracterización de los minerales se emplearon la difracción de rayos X en un difractómetro Philips equipado con unidad de control PW1710, goniómetro vertical PW1820/00, con monocromador de grafito y un detector proporcional. El tubo de rayos X, con ánodo de Cu, operó a 40 kV y 30 mA en un portamuestras rotatorio para geometría Bragg-Brentano. Los difractogramas se registraron en un intervalo angular de 2-65° de 2θ, con tamaño de paso de 0,02° y un tiempo de medida de 1 segundo por paso. Para mejorar la comprensión de los difractogramas, se ha restado el fondo en todos los mostrados en el artículo. Para el estudio por microscopía electrónica se usó un equipo modelo Zeiss EVO LS 15 con detector BSE (Backscattered Electron Detector), equipado con analizador EDS para análisis semicuantitativo de elementos. Las condiciones de trabajo fueron: voltaje 20 kV, intensidad 1 nA, distancia de trabajo 8,5 mm, presión en la cámara de 10 Pa, y tiempo de adquisición de los espectros 100 s.

RESULTADOS

A continuación, se describen los minerales accesorios analizados, agrupándolos por clases o familias de acuerdo a su abundancia. Dentro de los silicatos, comenzamos por el grupo de las zeolitas, seguido de los silicatos de Be e Y, para continuar con los carbonatos y finalmente los fosfatos. Las fórmulas químicas indicadas son las genéricas para las especies minerales.

Grupo de las zeolitas

Chabazita-Ca $(Ca,K_2,Na_2)_2(Al_2Si_4O_{12})_2 \cdot 12H_2O$

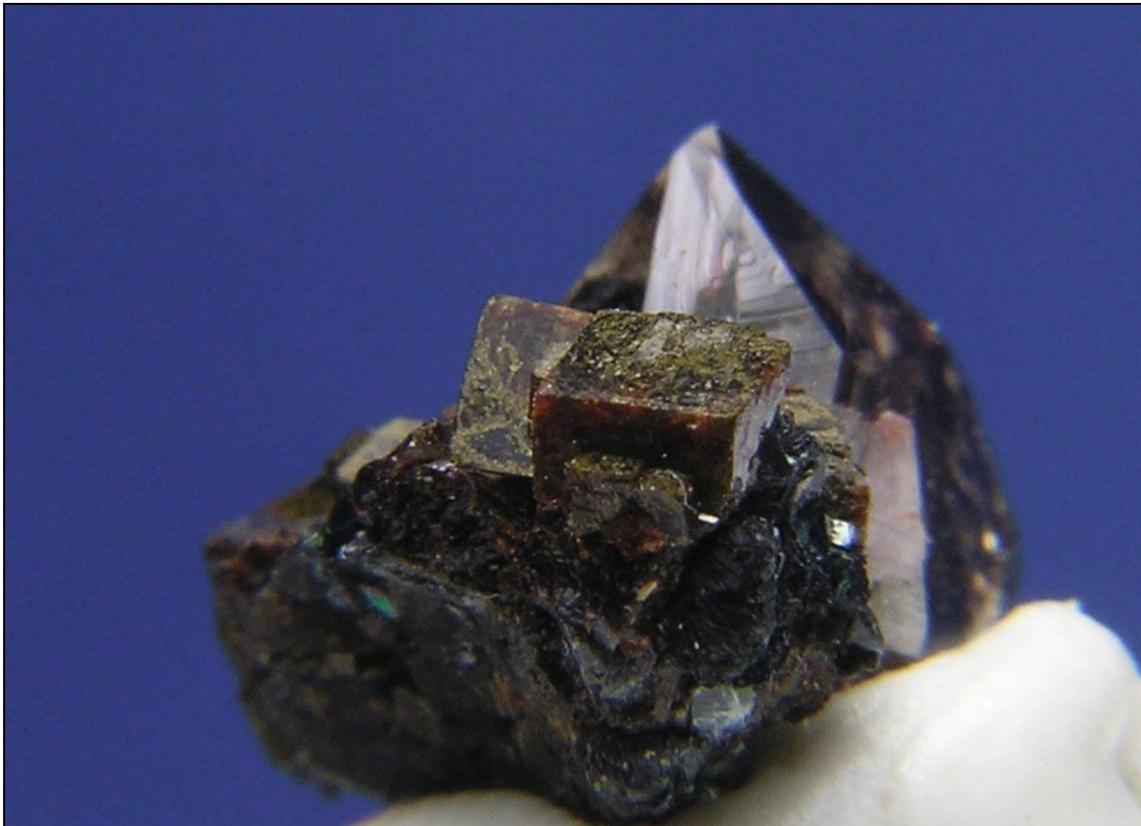


Figura 9: *Chabazita-Ca* romboédrica sobre *chamosita*; cantera Cillarga (Ponteareas, Pontevedra, España). Arista del cristal 4 mm. Fotografía y colección: Carlos J. Rodríguez.



Figura 10: *Pseudocubo aislado de chabazita-Ca sobre microclina y micas; cantera Cillarga (Ponteareas, Pontevedra, España). Arista del cristal 2 mm. Colección: M. Núñez-García; fotografía: Carlos J. Rodríguez.*



Figura 11: *Grupo de cristales pseudocúbicos traslúcidos de chabazita-Ca roja sobre hematite; cantera Cillarga (Ponteareas, Pontevedra, España). Arista del cristal mayor 0,6 mm. Fotografía y colección: Juan de Laureano.*

La chabazita-Ca es un mineral clásico en rocas de origen volcánico como resultado de la actividad hidrotermal posterior, así es frecuente en las Islas Canarias (Brey y Schmincke, 1980; García et al., 1993; Franz, 2009), como en los Campos de Calatrava

(Martín-Serrano et al., 2009). Sin embargo, en rocas plutónicas es un mineral menos frecuente, aunque en determinados yacimientos ibéricos, como los granitos de la sierra madrileña, los ejemplares son de tamaño macroscópico y se considera un mineral muy habitual en algunas canteras como Cadalso de los Vidrios (García et al., 2004) y menos frecuente en La Cabrera (González del Tánago et al., 2008), como resultado de la actividad hidrotermal de baja temperatura, siendo de los últimos minerales en formarse junto con otras zeolitas y carbonatos (González del Tánago y La Iglesia, 1998).

La chabazita-Ca de la cantera Cillarga adopta hábitos romboédricos (Fig. 9) y pseudocúbicos (Fig. 10), cuyos colores van entre un amarillo-anaranjado a un rojo intenso y siempre opacos. Es frecuente encontrarlo como cristales individuales o formando grupos (Fig. 11) sobre chamosita y en otras ocasiones directamente sobre feldespato o hematites (Fig. 12). El tamaño de los cristales llega a alcanzar los 5 mm.



Figura 12: Cristales pseudocúbicos de chabazita-Ca crema sobre microclina; cantera Cillarga (Ponteareas, Pontevedra, España). Ancho del grupo 10 mm. Fotografía y colección: Carlos J. Rodríguez.

Sin embargo, el contacto entre ambos minerales es muy débil y es relativamente fácil que los golpes puedan desprender las zeolitas. Quizás debido a esta débil cohesión, el trato industrial aplicado a la materia prima de partida puede liberar muchos ejemplares, razón por la que hasta ahora no haya sido descrita.

Laumontita $\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}\cdot 4\text{H}_2\text{O}$

La laumontita sólo se ha encontrado ocasionalmente tapizando pequeños huecos de tamaño de grano medio (máximo 1 cm de microclina) y con abundante feldespato alcalino blanquecino (Fig. 13), pero cuya cantidad ha sido suficiente para permitir identificar correctamente la especie. Los cristales son característicos del sistema monoclinico (Fig. 14), alcanzan una longitud en su eje principal de 0,5 mm y forman grupos de unos 4-5 mm.

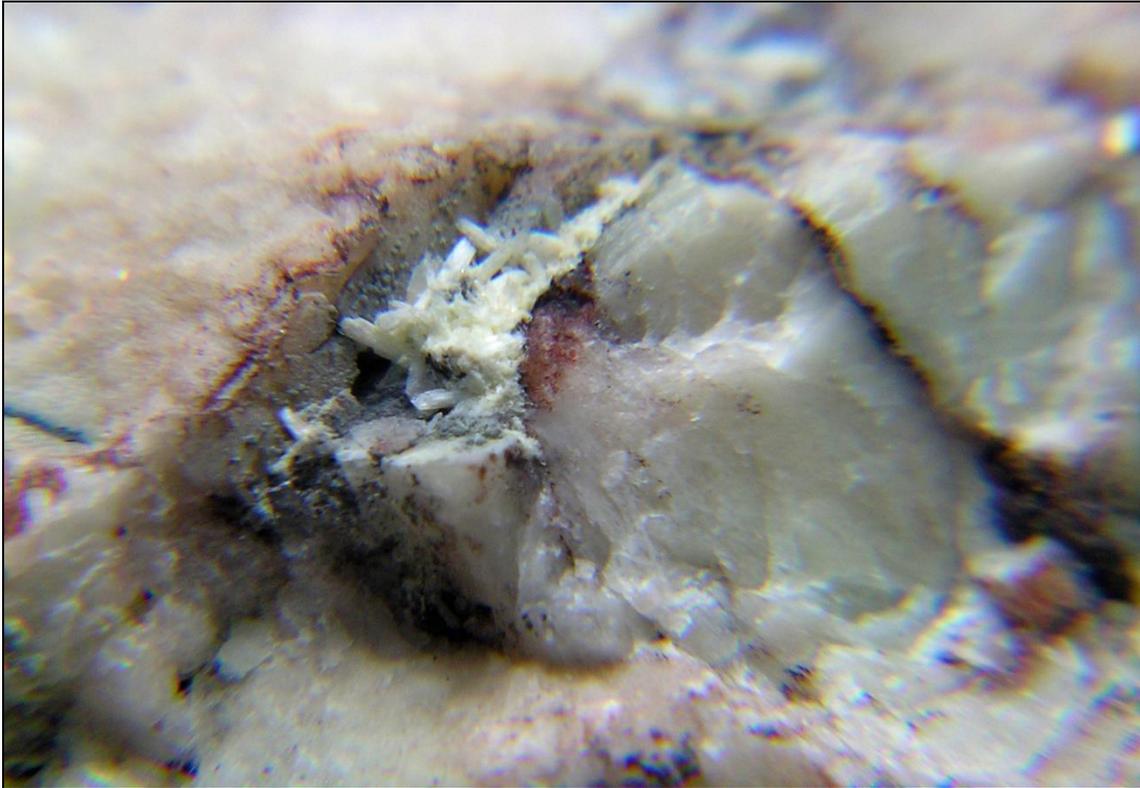


Figura 13: Grupo de cristales de laumontita relleno de pequeños huecos; cantera Cillarga (Ponteareas, Pontevedra, España). Ancho del grupo 4 mm. Fotografía y colección: Carlos J. Rodríguez.

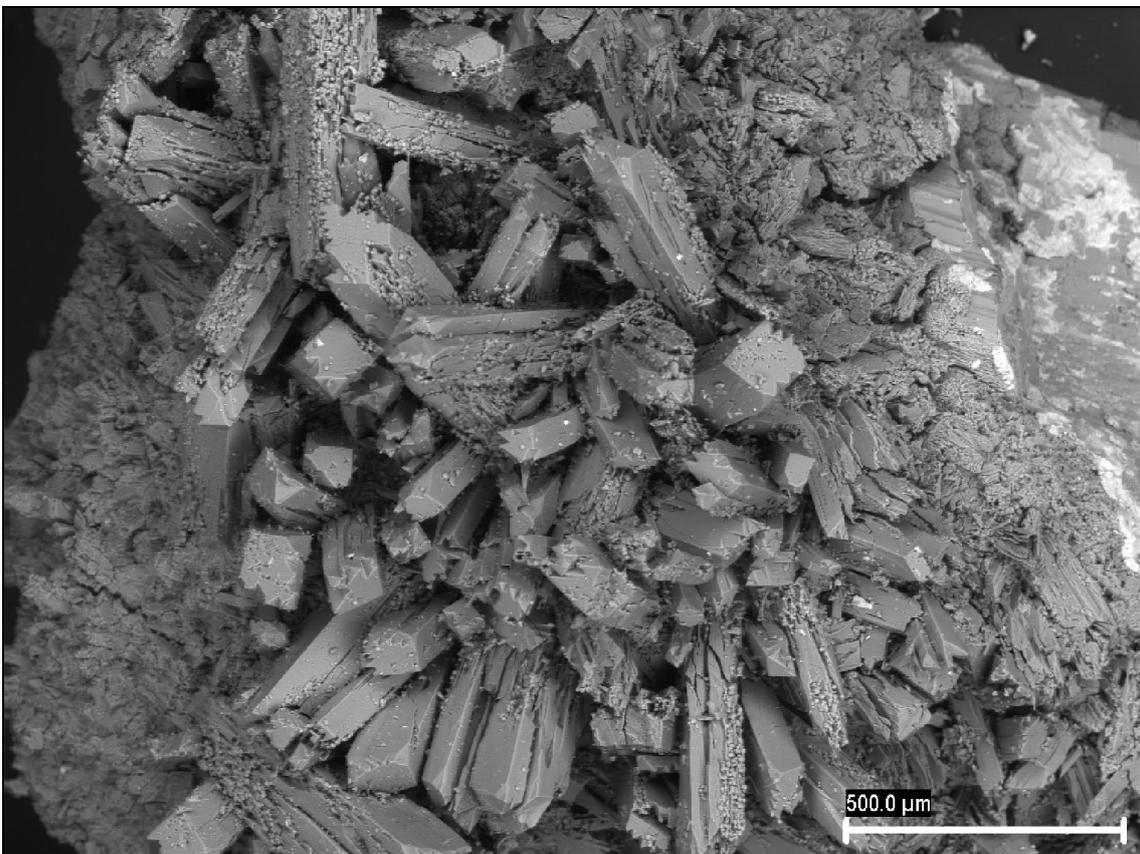


Figura 14: Imagen MEB de un grupo de cristales de laumontita; cantera Cillarga (Ponteareas, Pontevedra, España). Fotografía y colección: Carlos J. Rodríguez.



Figura 15: Cristales prismáticos de estilbita-Ca sobre cuarzo ahumado; cantera Cillarga (Ponteareas, Pontevedra, España). Longitud de cristal 2 mm. Fotografía y colección: Carlos J. Rodríguez.

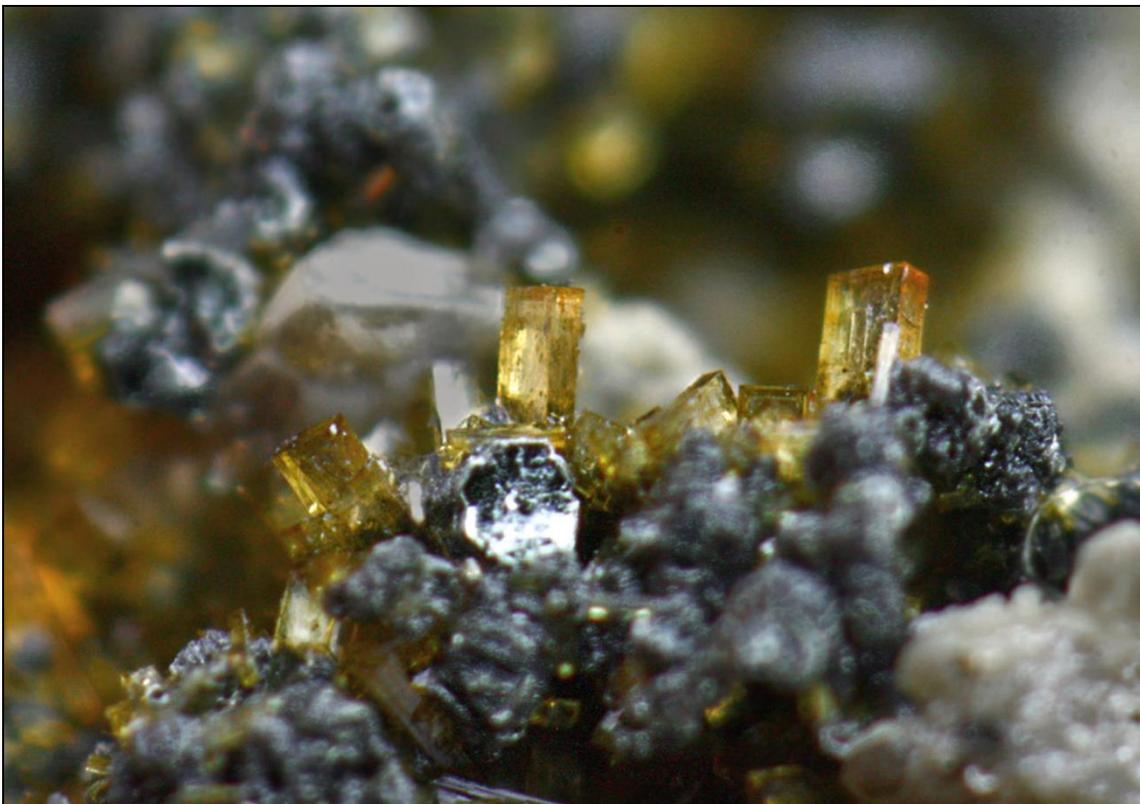


Figura 16: Grupo de cristales prismáticos traslúcidos de estilbita-Ca sobre chamosita; cantera Cillarga (Ponteareas, Pontevedra, España). Campo de visión 4 mm. Fotografía y colección: Juan de Laureano.

Este mineral ha sido mencionado en las mismas localizaciones madrileñas descritas anteriormente para la chabazita-Ca (García et al., 2004; González del Tánago et al., 2008), donde su representación es mayoritaria respecto a otras zeolitas, y con tamaños grandes para la especie. En el caso de Cillarga, su presencia puede considerarse testimonial.

Estilbita-Ca $\text{NaCa}_4(\text{Al}_9\text{Si}_{27}\text{O}_{72}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$

La estilbita-Ca es una de las principales zeolitas presentes en la cantera de Cillarga (Calvo et al., 2009), formando grupos de prismas tetragonales amarillos o anaranjados, que recubren pequeños huecos de la roca, o bien se hallan parcialmente incluidos de forma individual en cristales de cuarzo ahumado y de microclina (Fig. 15), con tamaños de hasta 2 mm de longitud. Suelen ser transparentes o traslúcidos (Fig. 16).

Silicatos de Be e Y

La presencia de berilo en diversas pegmatitas, filones de cuarzo o rocas graníticas de la zona del oeste gallego es famosa desde hace años y bien conocida por los coleccionistas locales. Sin embargo, hasta la fecha no se ha descrito en el plutón de Cillarga, ni en el conocido yacimiento de Porriño (Calvo et al., 2009). Si han sido identificados otros minerales de berilio (silicatos principalmente) cuya presencia sugiere cierta actividad hidrotermal de baja temperatura (González del Tánago et al., 2008). Este hecho podría apoyar la formación de berilo en alguna fase de desarrollo del sistema hidrotermal o bien que los minerales de berilio encontrados provengan de la transformación de otros minerales primarios como la gadolinita-Y (p.e. González del Tánago y La Iglesia, 1998).



Figura 17: Grupos de cristales de bavenita rosada en "libro abierto". Cantera Cillarga (Ponteareas, Pontevedra, España). Campo de visión 6 cm. Fotografía y colección: M. Núñez-García.

Bavenita $\text{Ca}_4\text{Be}_2\text{Al}_2\text{Si}_9\text{O}_{26}(\text{OH})_2$

La bavenita se describe por primera vez por González del Tánago et al. (1986) en las pegmatitas de La Cabrera (Madrid, España) donde aparece con hábito fibroso (González del Tánago et al., 2008).

Posteriormente, García et al. (2004) describen un yacimiento importante en Cadalso de los Vidrios, donde se han obtenido ejemplares excepcionales a nivel mundial de este mineral, de gran belleza y desarrollo cristalino.

En Cillarga ha aparecido de forma ocasional, sobre placas de chamosita (Fig. 17). Tras la limpieza de las piezas, este mineral presenta un brillo perlado, que fue lo que llamó la atención. Se presentan en grupos de cristales aplanados (Fig. 18), a modo de “libro abierto”, similares a los de Cadalso de los Vidrios, pero en el caso gallego los cristales son transparentes y con un color entre blanco y rosado. El tamaño máximo del grupo de cristales puede alcanzar 2 mm.

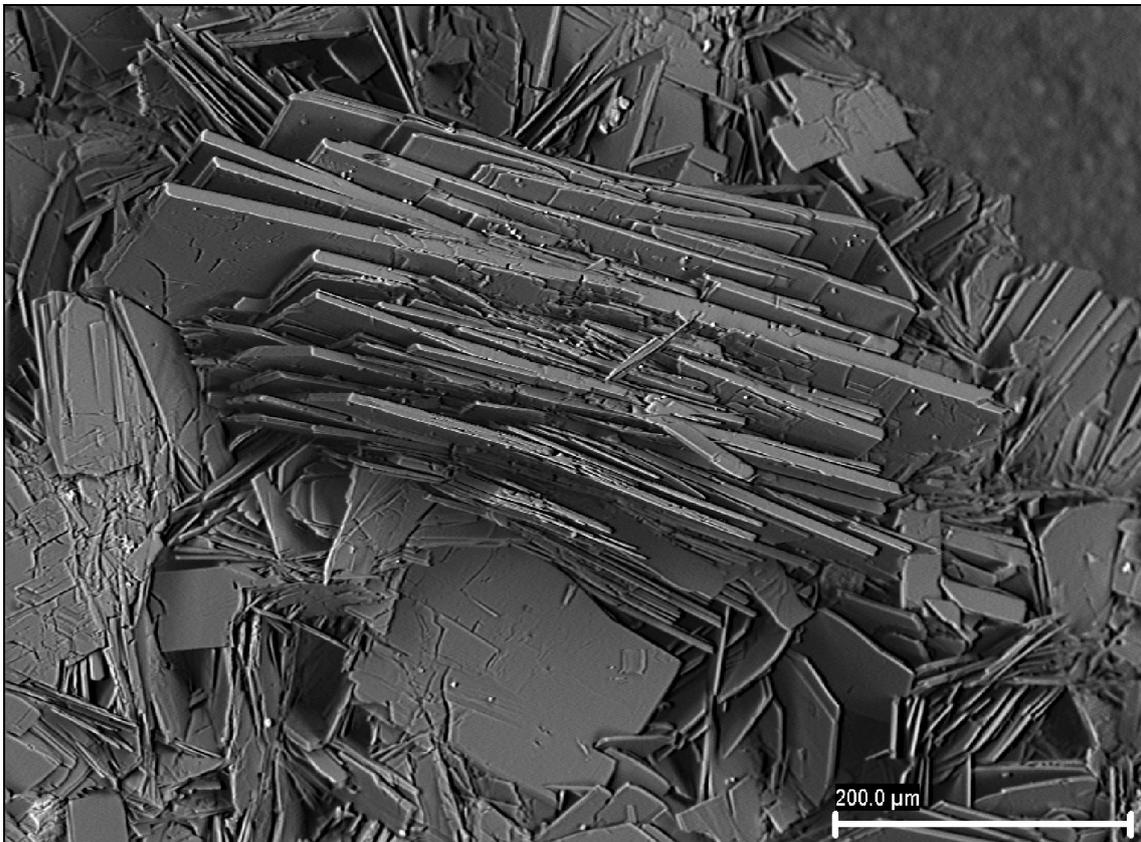


Figura 18: Imagen MEB de cristales de bavenita sobre chamosita; cantera Cillarga (Ponteareas, Pontevedra, España). Fotografía y colección: Carlos J. Rodríguez.

Fenaquita Be_2SiO_4

La fenaquita ya ha sido descrita en Galicia en el yacimiento de berilo, variedad esmeralda, de A Franqueira (Pontevedra), en una roca de flogopita atravesada por filones de cuarzo y afectada por la intrusión de rocas básicas que han aportado el cromo necesario (Calvo y García, 1997; Marcos-Pascual y Moreiras, 1997), que es uno de los tipos de yacimientos donde habitualmente se encuentran los minerales de calidad gema.

En Cillarga es un mineral raro, aunque quizás haya pasado desapercibido por su aspecto (Fig. 19). Aparentemente parecen cristales de cuarzo de segunda generación, muy habituales en este yacimiento. Sin embargo, su intenso brillo vítreo, transparencia y hábito más o menos redondeado, junto con la huella hexagonal (negativo) por falta del

crystal dejada en el cuarzo, hizo sospechar que no nos hallábamos ante el clásico cristal de cuarzo (los de segunda generación suelen ser más turbios y elongados según el prisma, pero de escasa longitud).



Figura 19: Cristales individuales y brillantes de fenaquita sobre cuarzo ahumado y microclina, junto a semiesferas de hematites. Cantera Cillarga (Pontearreas, Pontevedra, España). Diámetro de cristal mayor 2 mm. Fotografía y colección: Carlos J. Rodríguez.

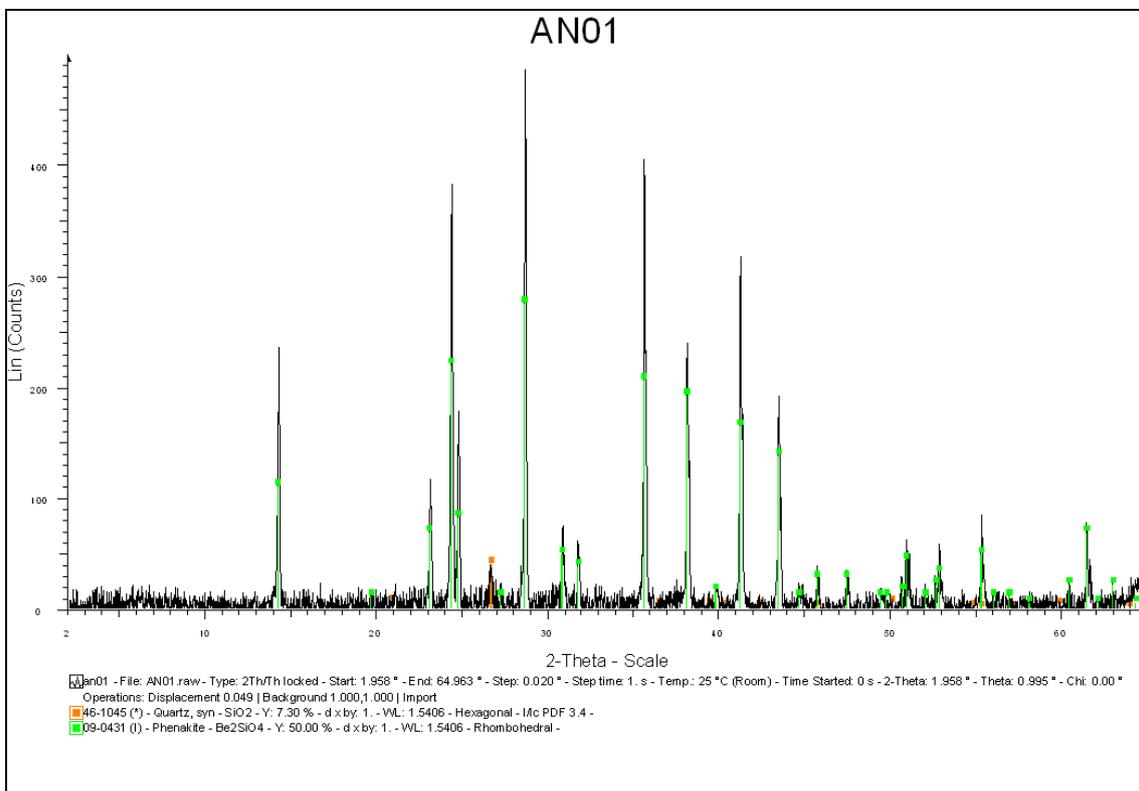


Figura 20: Difractograma de fenaquita de la cantera Cillarga (Pontearreas, Pontevedra, España).

Un posterior análisis de varias de estas muestras en el MEB-EDS, reflejó un hábito poco frecuente. Debido a que esta técnica no puede detectar elementos ligeros, entre los que se encuentra el Be, se llevó a cabo un análisis de DRX que confirmó la especie (Fig. 20).

El tamaño máximo observado en ejemplares de Cillarga alcanza los 3 mm de diámetro (Fig. 21). Localmente, la presencia de fenaquita puede ser el resultado de una baja actividad de Al en el sistema pegmatítico (González del Tánago, 1997).



Figura 21: Cristales individuales de fenaquita sobre microclina, junto a chamosita; cantera Cillarga (Ponteareas, Pontevedra, España). Longitud de cristal mayor 3 mm. Fotografía y colección: Carlos J. Rodríguez.

Milarita $K_2Ca_4Al_2Be_4Si_2O_{60} \cdot H_2O$

Descrito por primera vez en la Península Ibérica en la cantera madrileña de Cadalso de los Vidrios (García et al., 2004), la milarita es uno de los minerales de Be más frecuentes en Cillarga. Normalmente aparece de tamaño submilimétrico y es fácil de confundir con cuarzo de segunda generación o apatito, que fue el primer candidato plausible. Su identificación se confirmó mediante DRX (Fig. 22).

Puede alcanzar tamaños considerables para la especie (13 mm) como el representado en la Fig. 23. En Cillarga se presenta como cristales idiomorfos prismáticos transparentes, hexagonales (Fig. 24), aunque también se encuentran primas con caras más complejas, parcialmente incluidos en el cuarzo o feldespato primarios (Fig. 25). Sin embargo, lo más frecuente es que el prisma finalice en pirámide, que incluso puede estar acortada en su eje dando un aspecto plano a la terminación del prisma. Es característico que conformen grupos de cristales prismáticos en disposición radial, frecuentemente con tonalidad rojiza por la posible presencia de oxi-hidróxidos de hierro (Figs. 26 y 27).

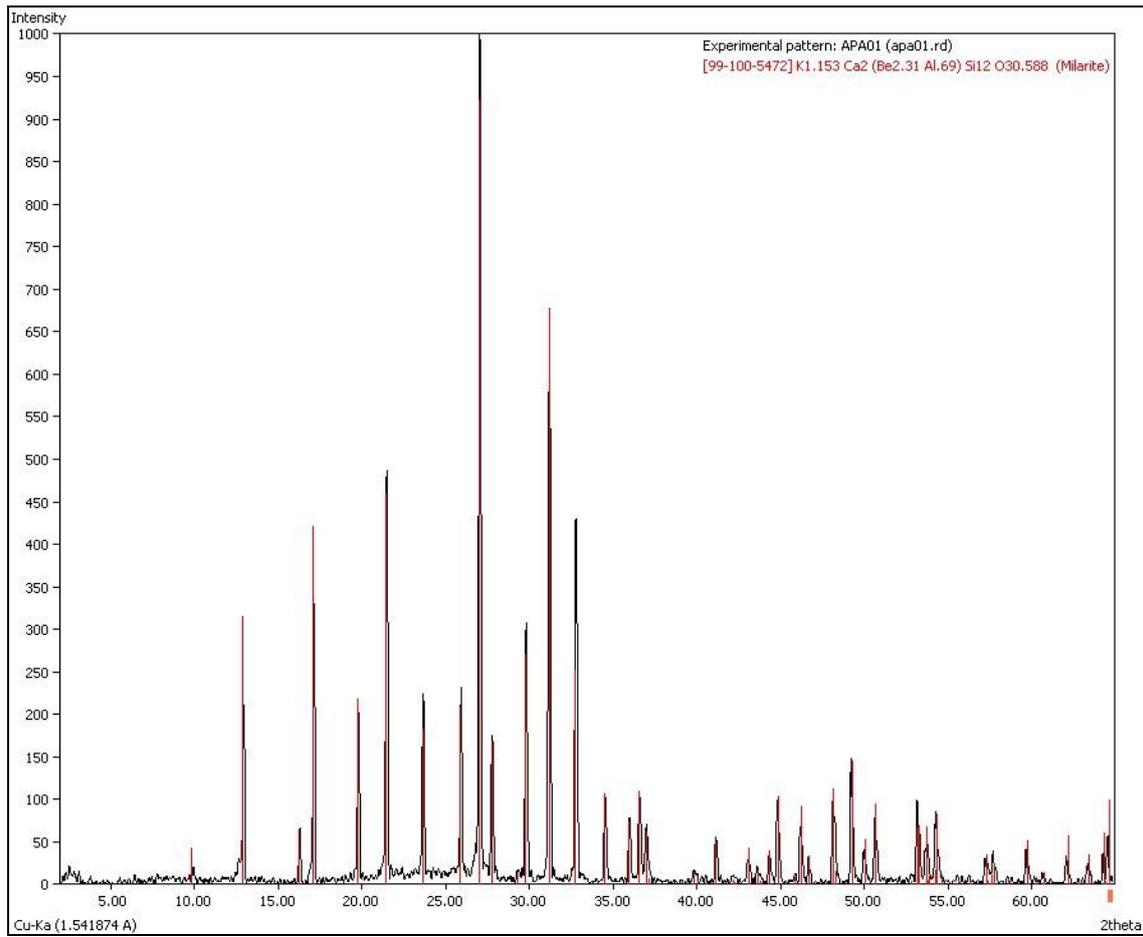


Figura 22: Difractograma de milarita de la cantera Cillarga (Ponteareas, Pontevedra, España).



Figura 23: Cristal de milarita con inclusiones de hematite de la cantera Cillarga (Ponteareas, Pontevedra, España). Longitud 1,3 cm. Fotografía y colección: Carlos J. Rodríguez.



Figura 24: Cristales hexagonales transparentes de milarita sobre chamosita de la cantera Cillarga (Ponteareas, Pontevedra, España). Campo de visión 3 cm. Fotografía y colección: M. Núñez-García.



Figura 25: Cristales individuales de milarita sobre chamosita y microclina; cantera Cillarga (Ponteareas, Pontevedra, España). Longitud de cristal mayor 9 mm. Fotografía y colección: Carlos J. Rodríguez.



Figura 26: Cristales de milarita en disposición radial; cantera Cillarga (Ponteareas, Pontevedra, España). Ancho del grupo 3,2 cm. Colección: M. Núñez-García; fotografía: Carlos J. Rodríguez.



Figura 27: Cristales idiomorfos de milarita; cantera Cillarga (Ponteareas, Pontevedra, España). Longitud de cristal mayor 6 mm. Fotografía y colección: J. de Laureano.

Por regla general, los cristales prismáticos pequeños son hialinos, mientras que la generación que muestra la pirámide en el extremo del prisma es de mayor tamaño, blanquecina y traslúcida.

Kainosita-Y $\text{Ca}_2(\text{Y,Ce})\text{SiO}_4\text{O}_{12}(\text{CO}_3)\cdot(\text{H}_2\text{O})$

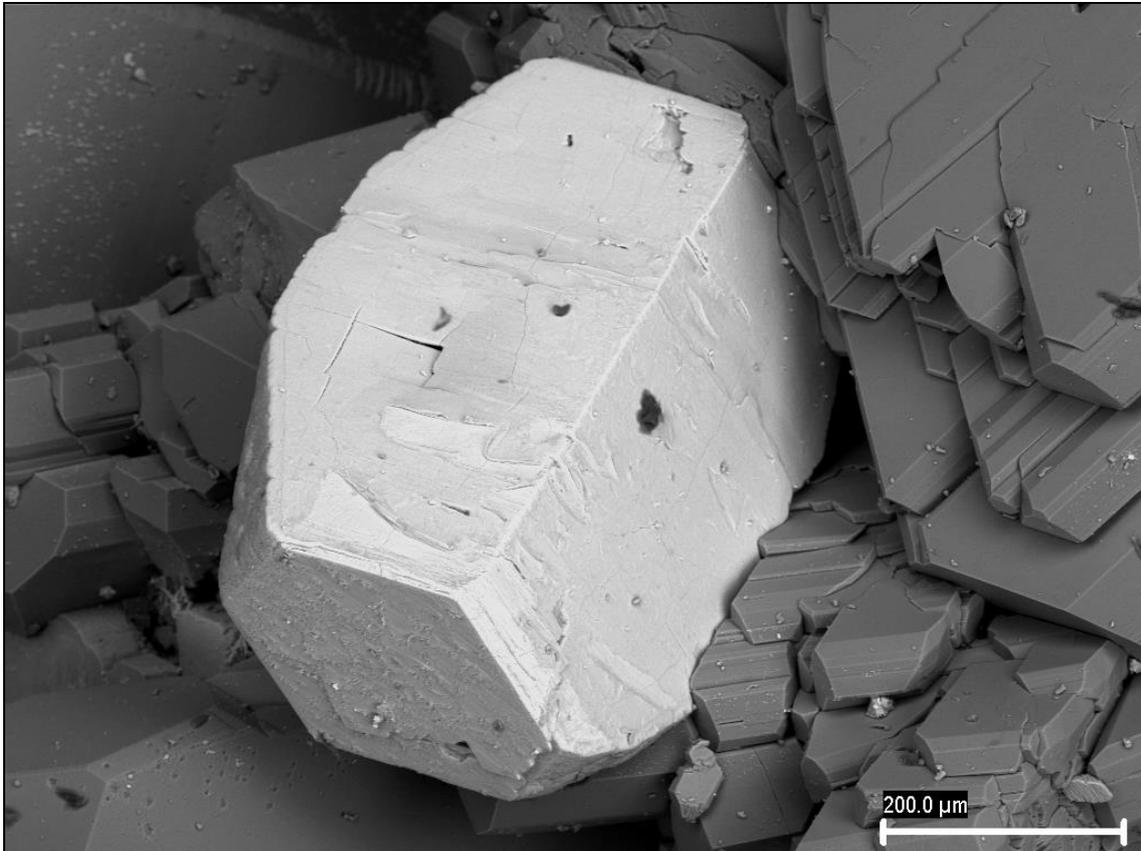


Figura 28: Imagen MEB de un cristal de kainosita-Y, cantera Cillarga (Ponteareas, Pontevedra, España). Fotografía y colección: Carlos J. Rodríguez.

Beispiel 4
Schneckenstein, Vogtland,
Sachsen, Deutschland
gezeichnet nach v. Rath et al.
1878 in Goldschmidt VIII (1913),
Tafel 130, Fig. 287

FO.	IND.	DIST.	
1	1 1 0	1.0	Prisma
2	0 1 0	1.2	Pinakoid
3	0 0 1	1.3	B'pinakoid
4	1 2 0	.93	Prisma
5	1 2 3	1.423	Dipyramide
6	1 1 3	1.42	Dipyramide
7	0 1 1	1.3	Prisma
8	1 1 2	1.385	Dipyramide

Figura 29: Modelo de cristal ortorrómbico de topacio según Offermann (2004).

La presencia de esta especie mineral en Cillarga es muy rara. El aspecto del cristal en el MEB encaja con el sistema ortorrómbico, de hábito bipiramidal (Fig. 28), similar al modelo de cristalización de ciertos topacios (Fig. 29; Offerman, 2004). Al contar con un solo ejemplar de apenas 0,4 mm de longitud, se ha deducido la especie tras los resultados del análisis con EDS (Fig. 30; Tabla I). Aunque con otro hábito diferente, Calvo et al. (2009) la describen en las canteras de Porriño.

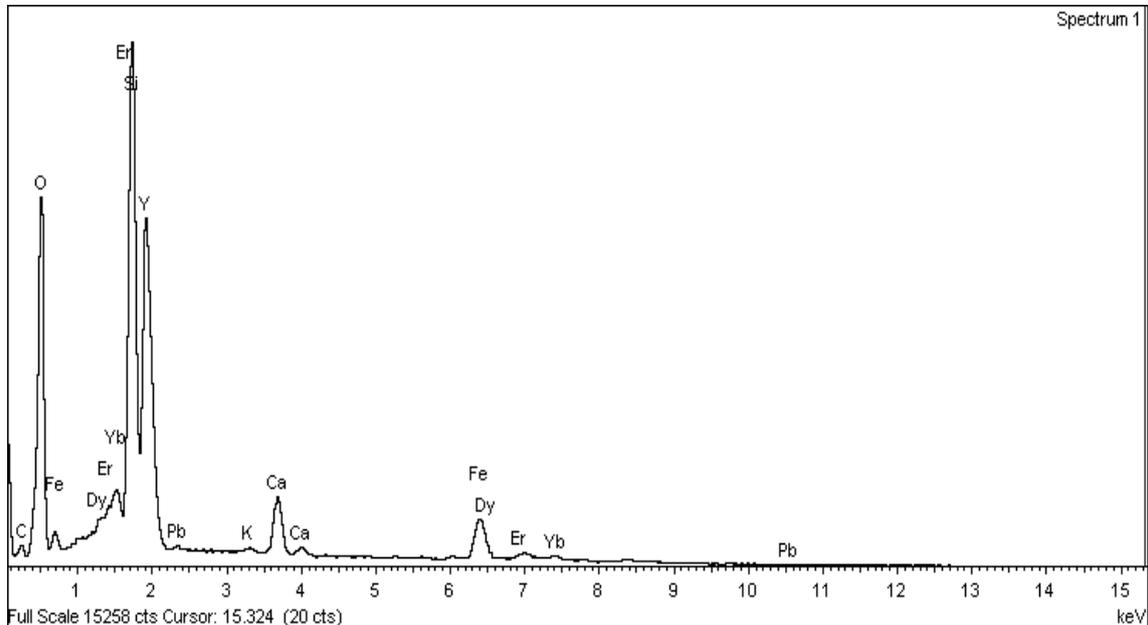


Figura 30: Espectro EDS de la muestra de kainosita-Y procedente de la cantera Cillarga (Ponteareas, Pontevedra, España).

A pesar de que su composición presenta menos Ca que la descrita por Anthony et al. (2020), Rumanova et al. (1967) plantean que dicho elemento puede ser sustituido por Tierras Raras en determinadas circunstancias. La presencia de este mineral podría ser el resultado de la alteración de minerales primarios como gadolinita-Y junto a procesos de carbonatación del medio a bajas temperaturas (González del Tánago et al., 2006).

Grupo de los Carbonatos

Calcita CaCO_3

La calcita es el carbonato más frecuente, de hábito laminar y color de blanco a amarillento o verde amarillento, bien como cristales individuales de contorno aparentemente hexagonal o formando rosetas de hasta 3 cm (Fig. 31). Este mineral ha sido citado en las canteras de granito “*Rosa Porriño*” del vecino municipio de Porriño, Pontevedra (Calvo et al., 2009).

Siderita $\text{Fe}^{2+}\text{CO}_3$

La siderita cristaliza en hábito discoidal formando agregados de color verde claro, aspecto muy similar al de los hematites, con un tamaño medio del cristal de 1 mm de diámetro (Fig. 32), aunque en una ocasión se ha observado un agregado de apenas 0,5 mm de cristales romboédricos de color amarillo intenso. Esto se debe posiblemente a un alto contenido de Mn (ca. 10%) detectado en EDS, indicando que se trata de la variedad conocida como manganosiderita u oligonita (Fig. 33), siempre en asociación con chamosita y microclina.



Figura 31: Roseta de cristales laminares de calcita de la cantera Cillarga (Ponteareas, Pontevedra, España). Ancho del grupo 30 mm. Fotografía y colección: Carlos J. Rodríguez.



Figura 32: Grupo de cristales laminares de siderita de la cantera Cillarga (Ponteareas, Pontevedra, España). Diámetro de cristal mayor 1 mm. Fotografía y colección: Carlos J. Rodríguez.

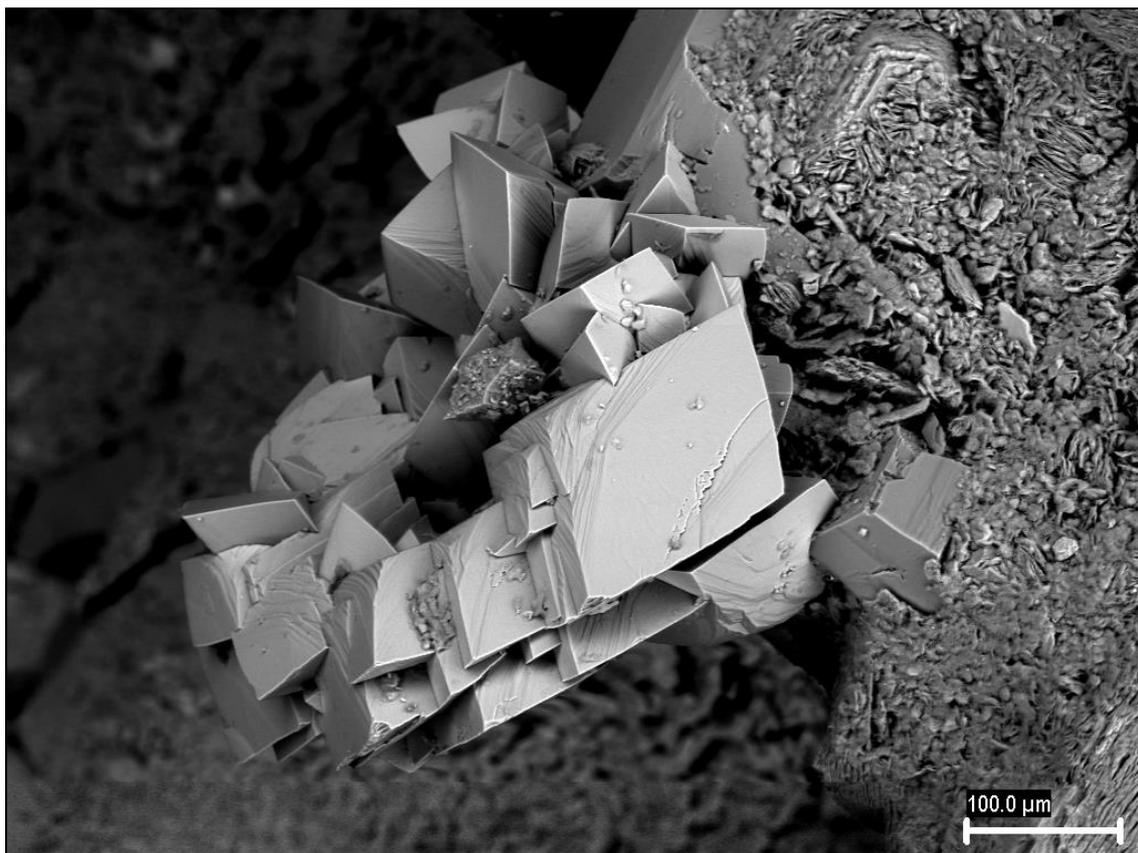


Figura 33: Imagen de MEB de cristales romboédricos de siderita, variedad manganosiderita, procedentes de la cantera Cillarga (Ponteareas, Pontevedra, España). Fotografía y colección: Carlos J. Rodríguez.

Parisita-Ce $\text{Ca}(\text{Ce},\text{La})_2(\text{CO}_3)_3\text{F}_2$

Este raro carbonato que presenta Tierras Raras, ha sido encontrado en varias ocasiones en el granito de Cillarga con hábito piramidal y bipiramidal hexagonal, pero de pequeño tamaño, 2 mm como máximo (Fig. 34). Suele encontrarse sobre o parcialmente incluido en chamosita y fluorita. Es especialmente abundante en pequeñas fisuras o huecos donde la microclina tiene una tonalidad más clara, acompañado siempre por mica blanca de tono verdoso o gris, láminas de grupos de microcristales de rutilo negro brillante (1-2 mm) y xenotima-Y (YPO_4) como se aprecia en la Fig. 35.

El aspecto de la parisita-Ce puede inducir a confundirla con la sychisita-Ce, otro carbonato de Tierras Raras ya descrito en este yacimiento por Calvo et al. (2009), mineral que tiene un color más claro, beige a crema, y predominante en la roca donde el feldespato tiene un tono de color más rosado, mientras que la parisita-Ce es de color rojizo.

Su diferenciación ha sido posible mediante DRX y MEB-EDS (Fig. 36), mostrando además que está íntimamente ligada o en intercrecimiento con bastnäsita-Ce (o hidroxilbastnäsita-Ce) de fórmula $\text{Ce}(\text{CO}_3)\text{F}$ (Van Landuyt y Amelinckx, 1975; Meng et al., 2001). Lo mismo sucede con la sychisita-Ce, hecho que ha dificultado la caracterización de este mineral, pues si en un principio se le asociaba al sistema de cristalización trigonal (Donnay y Donnay, 1953), estudios más recientes lo encajan en el sistema monoclinico (Ni et al., 2000), pero sin estar todavía claro qué mineral sustituye al otro (Guastoni y Pezzotta, 2007). El patrón de difracción obtenido sugiere la identificación como parisita-Ce, a pesar de la poca intensidad de los picos de difracción. Esta identificación se ve reforzada por los datos analíticos (Tabla I) en los que la relación Ce:Ca es superior a 1 y la relación Ce:F es aproximadamente 1, confirmando que efectivamente se trata de parisita y no de sychisita.

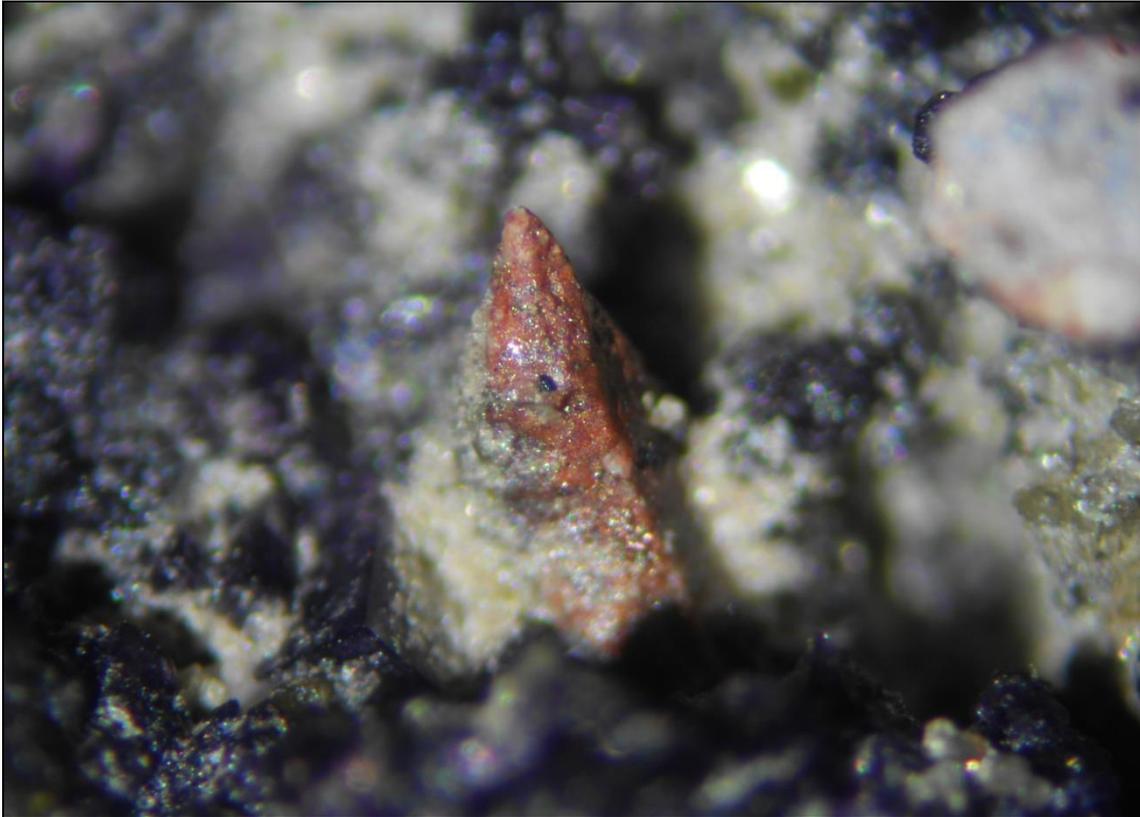


Figura 34: Cristal de parisita-Ce de la cantera Cillarga (Ponteareas, Pontevedra, España). Longitud 2 mm. Fotografía y colección: Carlos J. Rodríguez.

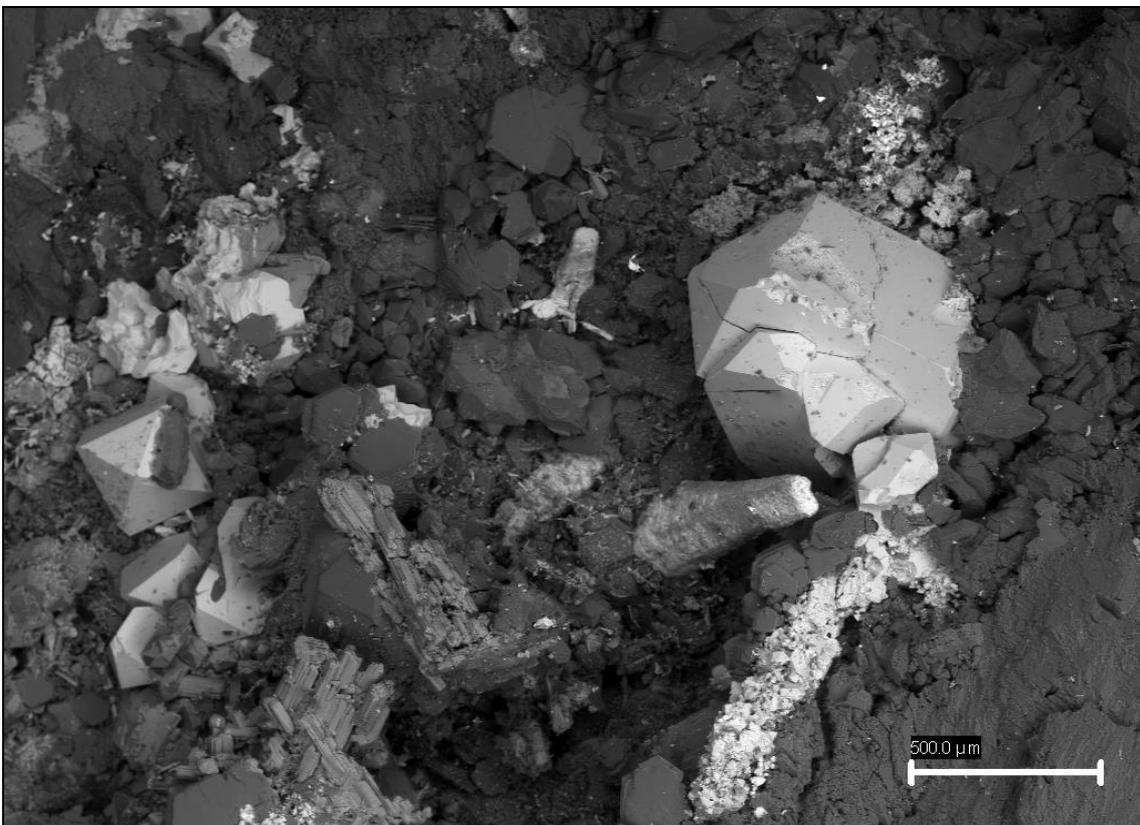


Figura 35: Imagen de MEB de cristal de parisita-Ce (pirámide hexagonal truncada), acompañado de varios cristales tetragonales de xenotima-Y y agrupaciones de rutilo en maclas (fondo izquierda). Cantera Cillarga (Ponteareas, Pontevedra, España). Fotografía y colección: Carlos J. Rodríguez.

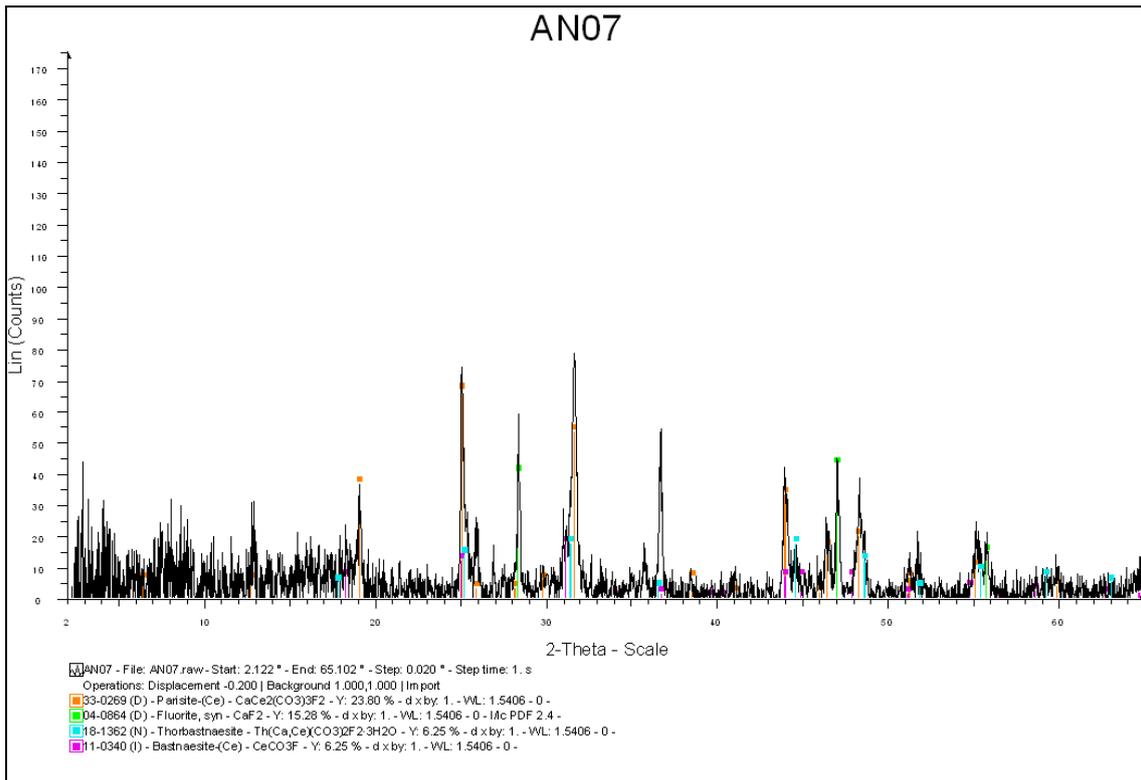


Figura 36: Difractograma de parisita-Ce de la cantera Cillarga (Pontearreas, Pontevedra, España).

Kamphaugita-Y $\text{Ca}(\text{Y,REE})(\text{CO}_3)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$

Vázquez-González et al. (2013) han descrito este escaso carbonato de Y en Cillarga (Fig. 37), cuya presencia corresponde a las últimas cristalizaciones a muy baja temperatura, por detrás incluso de la kainosita-Y (González del Tánago et al., 2006).



Figura 37: Semiesferas de kamphaugita-Y sobre cuarzo ahumado de la cantera Cillarga (Pontearreas, Pontevedra, España). Ancho de la imagen 28 mm. Fotografía y colección: Carlos J. Rodríguez.

Synchisita-Ce $\text{CaCe}(\text{CO}_3)_2\text{F}$

Este mineral es frecuente en Cillarga (Calvo et al., 2009) y se presenta como bipyramides hexagonales que se estrechan hacia los extremos (Fig. 38), o bien como prismas hexagonales, de color crema suave.



Figura 38: *Cristal prismático de synchisita-Ce en un pequeño hueco de granodiorita. Muestra procedente de la cantera Cillarga (Ponteareas, Pontevedra, España). Ancho de la pieza 3,2 cm. Fotografía y colección: Carlos J. Rodríguez.*

Röntgenita-Ce $\text{Ca}_2(\text{Ce},\text{La})_3(\text{CO}_3)_5\text{F}_3$

Este fosfato de Tierras Raras ha sido descubierto por casualidad sobre las agrupaciones de chamosita, siendo muy abundante en el granito de Cillarga. Tras analizar otros minerales en el MEB, el intenso brillo puntual que surgía sobre la chamosita nos hizo indagar en este sentido y se analizaron varias muestras, siempre con unos resultados muy parejos de los elementos que componían unas estructuras de hábito semiesférico, constituidas por rosetas de cristales aplanados (Fig. 39). En pocas ocasiones pueden ser observados de *visu*, pero sí mediante un estereomicroscopio, como puntos blancos con un tamaño máximo de 500 μm (excepcional). Algunas de estas agrupaciones se hallaban bastante alteradas, y al igual que otros minerales de Tierras Raras (fosfatos, óxidos), esta alteración estructural se asocia a contenidos de Th y U (Guastoni et al., 2019). En la Fig. 40 se representa el espectro EDS de la röntgenita-Ce.

En general, los minerales de Tierras Raras de Cillarga suelen contener concentraciones importantes de Th radiactivo (según resultados EDS, ca. 4-10% del total, como elemento), cuya radiactividad daña parcialmente la estructura física del mineral, por lo que en ocasiones puede ser difícil identificarlos de *visu* durante las operaciones de extracción (tanto a nivel explotación como a nivel investigación) y limpieza. Este hecho queda reflejado en la Tabla I, donde se exponen las cantidades correspondientes a los elementos de los minerales investigados. La confirmación de la especie mineral se llevó a cabo con DRX.

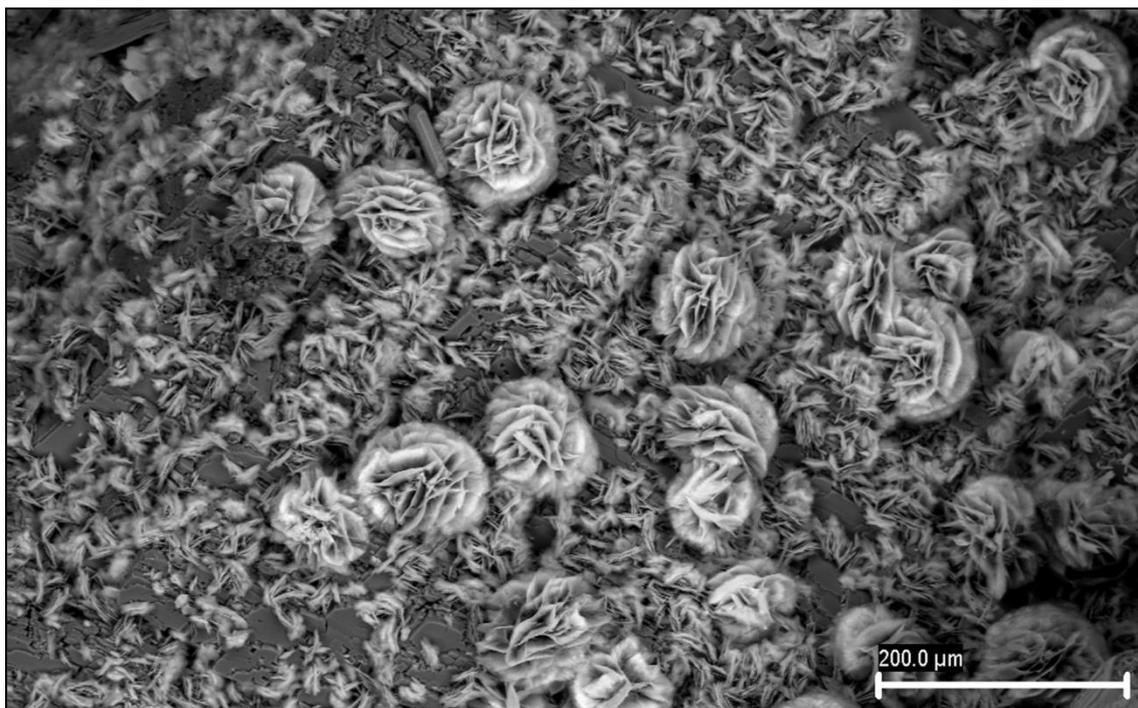


Figura 39: Imagen de MEB de grupos de cristales tabulares de röntgenita-Ce, en roseta, de la cantera Cillarga (Ponteareas, Pontevedra, España). Fotografía y colección: Carlos J. Rodríguez.

Tabla I

Elemento	Kainosita-Y	Parisita-Ce	Röntgenita-Ce	Rhabdofana-Ce	Xenotima-Y
C	7,97	13,78	10,97	-	-
P	-	-	-	11,12	12,27
O	44,96	29,98	31,66	45,06	43,14
F	-	12,54	6,74	-	1,10
Si	11,99	1,85	2,60	3,75	3,04
Al	-	0,55	0,53	1,61	-
Ca	2,31	1,46	9,74	1,33	-
Fe	4,10	0,71	6,37	4,35	-
Y	23,04	1,64	0,62	-	26,06
La	-	4,91	6,97	3,87	-
Ce	-	13,91	14,21	12,61	-
Nd	-	8,14	4,89	7,11	-
Th	-	3,42	4,08	7,10	0,58
U	-	-	-	-	0,61
Sm	-	2,41	-	1,42	-
Pr	-	1,72	-	1,41	-
Gd	-	1,50	-	-	0,88
Yb	2,13	-	-	-	3,08
Dy	1,66	-	-	-	2,27
Er	1,41	-	-	-	-
Pb	0,28	0,48	-	-	0,12
TOTAL	99,85	99	99,38	100,74	93,15

Tabla I. Composición elemental media semicuantitativa (% en peso) de los minerales de Tierras Raras frecuentes en Cillarga, mediante MEB-EDS. Los resultados son la media de 3 análisis (- = no detectado).

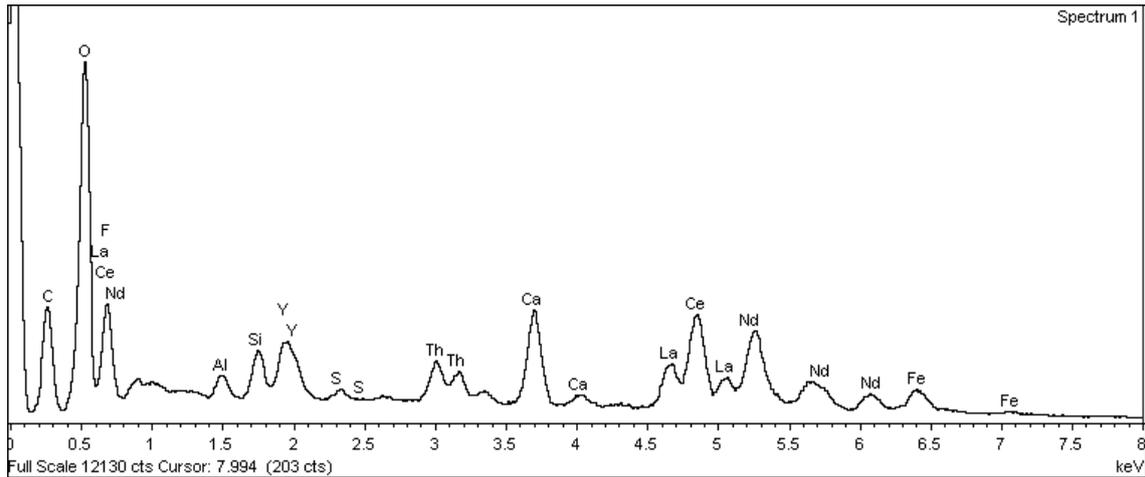


Figura 40: Espectro EDS de röntgenita-Ce de la cantera Cillarga (Ponteareas, Pontevedra, España).

Grupo de los Fosfatos

Xenotima-Y YPO_4

La xenotima-Y se presenta como cristales idiomorfos (Fig. 41), acompañando a parisita-Ce (Fig. 42) y rutilo, donde abunda la granodiorita de feldespato claro y pobre en albita. Los cristales son de color amarillo a amarillo miel y muestran pirámides en los extremos del prisma tetragonal, con un tamaño máximo de 3 mm (excepcional), si bien, lo frecuente son tamaños inferiores al milímetro.



Figura 41: Cristal anaranjado idiomorfo de xenotima-Y de la cantera Cillarga (Ponteareas, Pontevedra, España). Longitud del cristal 1,2 mm. Fotografía y colección: Carlos J. Rodríguez.



Figura 42: *Cristal de parisita-Ce (longitud 3 mm), acompañado de cristales idiomorfos de xenotima-Y, sobre cuarzo de la cantera Cillarga (Ponteareas, Pontevedra, España). Fotografía y colección: Carlos J. Rodríguez.*

Rhabdofana-Ce $\text{Ce}(\text{PO}_4) \cdot \text{H}_2\text{O}$

Se presenta como pequeños cristales prismáticos hexagonales submilimétricos asociados a chamosita. Son difíciles de observar pero, en ocasiones, la presencia de pequeños puntos blancos aislados sobre esta mica oscura es probable indicador de su presencia. En este caso, dada su escasez y tamaño (Fig. 43), su determinación se ha realizado bajo MEB-EDS (Fig. 44). Calvo et al. (2009) han citado este mineral sobre rutilo en las canteras próximas de Porriño.

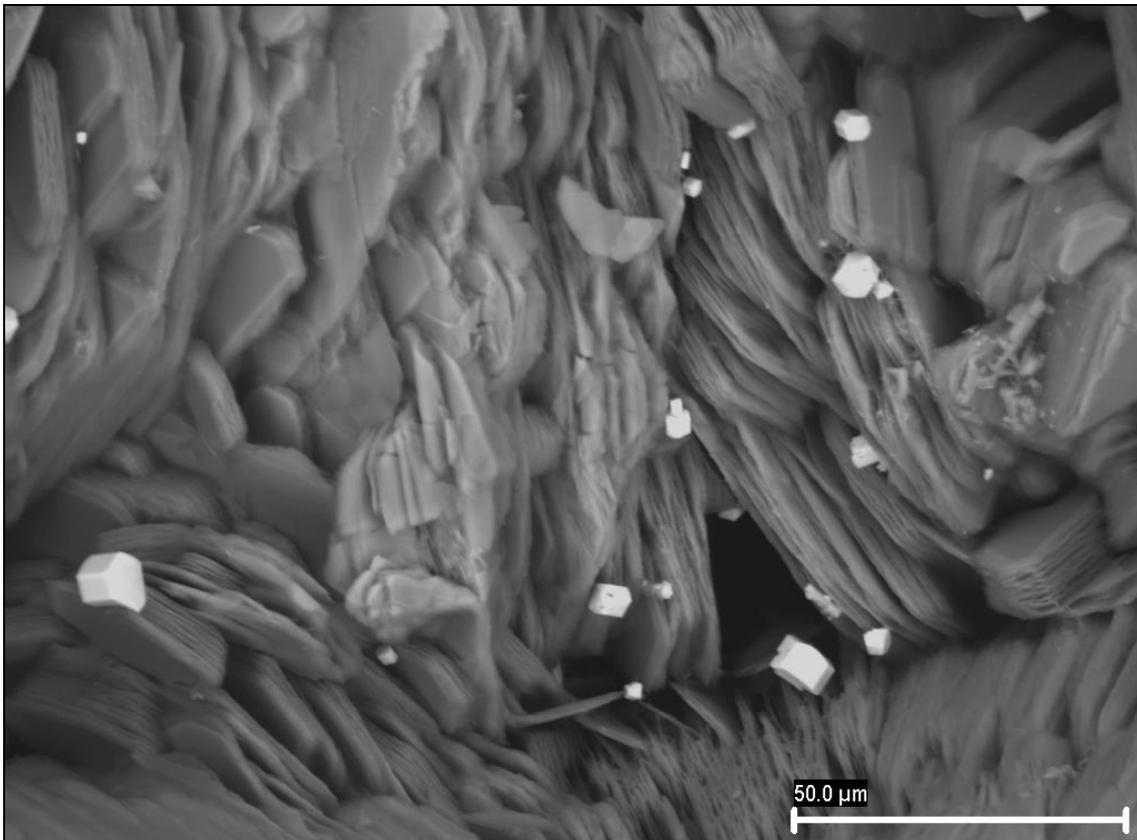


Figura 43: *Imagen de MEB de varios cristales hexagonales de rhabdofana-Ce sobre chamosita procedentes de la cantera Cillarga (Ponteareas, Pontevedra, España). Fotografía y colección: Carlos J. Rodríguez.*

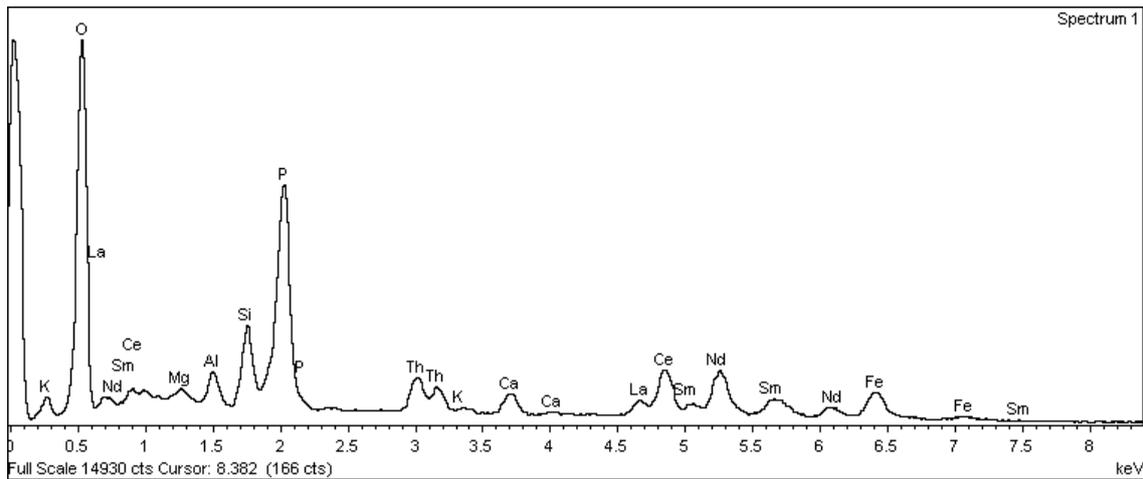


Figura 44: Espectro EDS de rhabdofana-Ce de la cantera Cillarga (Ponteareas, Pontevedra, España).

DISCUSIÓN

El conjunto de minerales descritos en este trabajo sugiere que en determinados sectores de la granodiorita de Cillarga se produjo una alteración hidrotermal, durante la cual se desarrollaron pequeñas cavidades con cuarzo (primer mineral hidrotermal en cristalizar) y microclina. Posteriormente cristalizaron mica blanca, parisita-Ce, xenotima-Y, rutilo y fluorita. Aunque la xenotima-Y suele relacionarse con procesos ígneos, su crecimiento sobre minerales como la fluorita y el cuarzo presentes en estas cavidades, sugiere un posible origen hidrotermal (Kositcin et al., 2003). La cristalización hidrotermal de minerales de Tierras Raras es frecuente en carbonatitas (Ngwenya, 1994; Zaitsev et al., 1998; Nasraoui et al., 2000; Ruberti et al., 2008; Doroshkevich et al., 2009; Xu et al., 2010), y ocasional en rocas metasedimentarias con ankerita (Samson et al., 2004) y en rocas graníticas alcalinas (Maruejol et al., 1990; Iida et al., 1998; Salvi et al., 2000; Williams-Jones et al., 2000; Meng et al., 2001; Guastoni et al., 2010). Durante el enfriamiento en un proceso hidrotermal la removilización de Tierras Raras e incluso Th, desde las fases minerales estables a alta temperatura hacia las estables a baja temperatura, puede ser muy importante (hasta el 40%; Daux et al., 1994). En el caso de Cillarga, la existencia de minerales de relativa baja temperatura con Ce y Th, y la ausencia de monacita-Ce primaria, podrían sugerir que este mineral fue disuelto en una etapa previa a temperaturas en torno a 800-700°C, liberando al sistema, entre otros elementos, Ce y Th (Rapp y Watson, 1986).

Las condiciones de formación de los minerales de Tierras Raras descritas podrían ser similares a las propuestas para el yacimiento de las Montañas Gallinas (Nuevo México; EEUU; Williams-Jones et al., 2000) y en el depósito Snowbird (Montana; EEUU; Samson et al., 2004), esto es, a temperaturas entre los 500°C y 400°C, y presiones entre los 2 y 3 kbar, con la intervención de fluidos salados pobres en sulfatos pero ricos en Ca^{2+} y CO_2 , donde los elementos de Tierras Raras estarían disueltos inicialmente como fluoruros complejos, y finalmente precipitarían como carbonatos (p.e. parisita-Ce/bastnäsita-Ce). El hecho de que la parisita-Ce no haya sido encontrada en gran parte del plutón, puede deberse a procesos de descomposición entre 550°C y 569°C a 1 bar de presión (Gysi y Williams-Jones, 2015). Esta parisita-Ce se transformaría en una mezcla de goethita y microclina según Guastoni et al. (2009).

La cristalización de la xenotima-Y probablemente ocurrió en condiciones similares, a expensas de una inicial solubilización de la xenotima original (ígneas) a temperaturas

superiores a 500°C y presiones relativamente altas (Tropper et al., 2011; Tanis et al., 2012). Alternativamente, el Y podría provenir de micas como la chamosita o la serie annita-siderofilita, que actúan comúnmente como reservorios de Tierras Raras (Guastoni et al., 2012).

En el caso de los silicatos de Be, su formación podría ser el resultado de la alteración de minerales pegmatíticos tipo berilo o gadolinita-Y (González del Tánago, 1997). Sin embargo, hasta la fecha en este yacimiento no se ha descrito ninguna de estas fases minerales, por lo que el origen del Be bien pudo estar en otros minerales primarios como la biotita. El proceso de alteración hidrotermal de este mineral en clorita (chamosita, en este caso) podría aportar el Be necesario para la formación de bavenita y milarita en determinadas condiciones fisicoquímicas (González del Tánago et al., 2008). En Cillarga la chamosita acompaña frecuentemente al resto de minerales descritos. Las condiciones de cristalización de la bavenita comprenden $T = 320^\circ - 210^\circ\text{C}$ y $P < 2\text{kbar}$ (Guastoni et al., 2017; Scheepers et al., 2017), y la milarita $T = 250^\circ - 120^\circ\text{C}$ (Hawthorne et al., 1991; Ripp et al., 2016). Por otro lado, los diferentes hábitos cristalinos adoptados por la milarita podrían estar reflejando diferentes fases en el proceso de alteración hidrotermal (Novak et al., 2017). En torno a 200°C destacaría la presencia de rhabdofana-Ce, formada sobre chamosita a expensas de fluorocarbonatos de Tierras Raras, como parisita-Ce (Guastoni et al., 2009). En el caso de la rhabdofana-Ce, Berger et al. (2008) sostienen que su formación se realizaría a expensas de la monacita, mineral que además podría aportar el Th que se encuentra en estos minerales hidrotermales.

La gran abundancia de estilbita-Ca y chabazita-Ca, sugiere que el pulso hidrotermal más importante ocurrió a temperaturas donde estas fases son estables, entre los 140°C y 90°C, respectivamente (Lozano et al., 1997; González del Tánago y La Iglesia, 1998). Por último, la fase estable a menor temperatura es la kamphaugita-Y, en torno a los 50°C, pudiéndose haber generado a partir de una solubilización previa a mayor temperatura y presión de otros minerales primarios de Y como gadolinita-Y y posiblemente xenotima-Y (González del Tánago et al., 2008), o de kainosita-Y (Vázquez-González et al., 2013), encontrada también en el presente trabajo.

CONCLUSIONES

Se describen nuevas especies mineralógicas en la Cantera de granodiorita de Cillarga (Pontevedra, España). Estos minerales pertenecen al grupo de las zeolitas: chabazita-Ca y laumontita, así como a especies de silicatos de berilio distintas al berilo (especie común y abundante en otras áreas): bavenita y milarita, minerales cuya presencia puede estar relacionada con un proceso de alteración hidrotermal tardío a baja temperatura, junto con carbonatos como siderita, calcita, röntgenita-Ce y parisita-Ce, y el fosfato xenotima-Y. Esta es la primera vez que se identifica en Galicia la presencia de milarita y chabazita-Ca, siendo relativamente abundantes en la cantera estudiada.

AGRADECIMIENTOS

El estudio se ha realizado gracias a las infraestructuras de la RIAIDT de la Universidad de Santiago de Compostela, con agradecimiento a Inés Fernández (Unidad de Rayos X) y Raquel Antón (Unidad de Microscopía Electrónica). Agradecimiento especial a Dra. M^a Cruz Pascual por favorecer el desarrollo de este trabajo. Igualmente, los autores agradecen a los dos revisores anónimos sus observaciones y sugerencias que han servido para mejorar este artículo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANTHONY, J.W.; BIDEAUX, R.A.; BLADH, K.W. y NICHOLS, M.C. (2020). *Handbook of mineralogy*. Ed. Mineralogical Society of America, Chantilly. <http://www.handbookofmineralogy.org/>
- BELLIDO, F.; MONTESERÍN, V.; GUMIEL, P.; FERRERO, A.; BALTUILLE, J.M. y LÓPEZ, M.T. (2005). Características petrológicas y geoquímicas de las principales variedades de granitos ornamentales del macizo de “O Porriño” (SO de Galicia). *Boletín Geológico Minero*, **116**: 331-349.
- BERGER, A.; GNOS, E.; JANOTS, E.; FERNANDEZ, A. y GIESE, J. (2008). Formation and composition of rhabdophane, bastnäsite and hydrated thorium minerals during alteration: Implications for geochronology and low-temperature processes. *Chemical Geology*, **254 (3-4)**: 238-248. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2008.03.006.
- BREY, G. y SCHMINCKE, H.U. (1980). Origin and diagenesis of the Roque Nublo Breccia, Gran Canaria (Canary Islands). Petrology of Roque Nublo Volcanic, II. *Bulletin of Volcanology*, **43**: 15-33.
- CALVO, M. y GARCÍA, J.R. (1997). Emerald and associated minerals from a Franqueira, Pontevedra, Spain. *Mineralogical Record*, **28**: 497-501.
- CALVO, M.; VIÑALS, J. y VILA, F. (2009) Mineralogía de las pegmatitas y cavidades miarolíticas del batolito granítico de Porriño, Pontevedra, Galicia. *Revista de Minerales*, **1**: 6-23.
- CAPDEVILA, R.; CORRETGÉ, L.G. y FLOOR, P. (1973). Les granitoides varisques de la Meseta Ibérique. *Bulletin Société Géologique de France*, **15**: 209-228.
- CORRETGÉ, L.G.; SUAREZ, O. y LLANA, R. (1981). Variaciones petrográficas y geoquímicas en plutones graníticos: Zonación y criptozonación en batolitos epizonales. *Cuadernos del Laboratorio Geológico de Laxe*, **2**: 11-20.
- DAUX, V.; CROVISIER, J. L.; HEMOND, C. y PETIT, J.C. (1994). Geochemical evolution of basaltic rocks subjected to weathering: Fate of the major elements, rare earth elements, and thorium. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58 (22)**: 4941-4954. DOI:10.1016/0016-7037(94)90223-2.
- DONNAY, G. y DONNAY, J.D.H. (1953). The crystallography of bastnaesite, parisite, roentgenite, and synchisite. *American Mineralogist*, **38**: 932-963.
- DOROSHKEVICH, A.G.; VILADKAR, S.G.; RIPP, G.S. y BURTSEVA, M.V. (2009). Hydrothermal REE mineralization in the Amba Dongar carbonatite complex, Gujarat, India. *The Canadian Mineralogist*, **47**: 1105-1116. DOI: 10.3749/canmin.47.5.1105.
- ESCUDE, J.; ARENAS, R. y MARTÍNEZ, J.R. (1994) Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension in the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain). *Tectonophysics*, **238**: 114-138.
- FRANZ, R. (2009). *Minerales de las Islas Canarias*. Ediciones Turquesa, 232 págs.
- GARCÍA-GARZÓN, J. (1983). Informe sobre tres dataciones realizadas en Galicia (referencias GR2MR, GDTPO, GDPBO) en los laboratorios del IGME. En: *Mapa Geológico de España*, E. 1: 200.000 Madrid, Ministerio de Industria, Servicio de Publicaciones, 2ª Serie. Primera Edición (MAGNA), 16-26.
- GARCÍA, G.; GONZÁLEZ, C. y BUENO, A. (2004). Cadalso de los Vidrios (Madrid). *Bocamina*, **14**: 12-46.

- GARCÍA, J.E.; NOTARIO DEL PINO, J.S.; GONZÁLEZ, M.N.; HERNÁN, F. y RODRÍGUEZ, J.A. (1993). Zeolites in Pyroclastic Deposits in Southeastern Tenerife (Canary Islands). *Clays and Clay Minerals*, **41**: 521-526.
- GONZÁLEZ DEL TÁNAGO, J.; BELLIDO, F. y GARCÍA-CACHO, L. (1986). Mineralogía y evolución de las pegmatitas de La Cabrera (Sistema Central Español). *Boletín Geológico y Minero*, **97**: 103-121.
- GONZÁLEZ DEL TÁNAGO, J. (1997). Allanite-(Nd) y minerales de elementos raros en las pegmatitas graníticas de La Cabrera, Madrid (Sistema Ibérico Central). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **10**: 83-105.
- GONZÁLEZ DEL TÁNAGO, J. y LA IGLESIA, A. (1998). Zeolitas y minerales cálcicos de baja temperatura en las pegmatitas graníticas del plutón de La Cabrera (Sistema Central Español). *Estudios Geológicos*, **54**: 181-190.
- GONZÁLEZ DEL TÁNAGO, J.; LA IGLESIA, A. y DELGADO, A. (2006). Kamphaugite-(Y) from La Cabrera massif, Spain: a low-temperature hydrothermal Y-REE carbonate. *Mineralogical Magazine*, **70**: 397-404.
DOI:10.1180/0026461067040338.
- GONZÁLEZ DEL TÁNAGO, J.; LOZANO, R.P. y GONZÁLEZ DEL TÁNAGO-CHANRAI, J. (2008). Plutón de La Cabrera. *Bocamina*, **21**: 15-85.
- GONZÁLEZ-MENÉNDEZ, L.; GALLASTEGUI, G.; CUESTA, A.; MONTERO, P.; RUBIO-ORDÓÑEZ, A.; MOLINA, J.F. y BEA, F. (2017). Petrology of the Porriño late-Variscan pluton from NW Iberia. A model for post-tectonic plutons in collisional settings. *Geologica Acta*, **15**: 283-304.
DOI: <https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2017.15.4.3>.
- GUASTONI, A.; KONDO, D. y NESTOLA, F. (2010). Bastnäsite-(Ce) and Parisite-(Ce) from Mt. Malosa, Malawi. *Gems and Gemology*, **46**: 42-47. DOI: 10.5741/GEMS.46.1.42
- GUASTONI, A.; NESTOLA, F.; FERRARIS, C. y PARODSI, G. (2012). Xenotime-(Y) and Sn-rich thortveitite in miarolitic pegmatites from Baveno, Southern Alps, Italy. *Mineralogical Magazine*, **76**: 761-767. doi.org/10.1180/minmag.2012.076.3.23.
- GUASTONI, A.; NESTOLA, F. y GIARETTA, A. (2009). Mineral chemistry and alteration of rare earth element (REE) carbonates from alkaline pegmatites of Mount Malosa, Malawi. *American Mineralogist*, **94**: 1216-1222. DOI: 10.2138/am.2009.3185.
- GUASTONI, A.; NESTOLA, F. y SCHIAZZA, M. (2017). Post-magmatic solid solutions of $\text{CaCeAl}_2(\text{Fe}^{3+2/3}\square^{1/3})[\text{Si}_2\text{O}_7][\text{SiO}_4]\text{O}(\text{OH})$, allanite-(Ce) and REE-bearing epidote in miarolitic pegmatites of Permian Baveno granite (Verbania, central-southern alps, Italy). *Mineralogy and Petrology*, **111**: 315-323. DOI:10.1007/s00710-016-0475-x.
- GUASTONI, A. y PEZZOTTA, F. (2007). REE-mineral phases replacing helvite, niobian-rutile, bastnäsite-(Ce) from alkaline pegmatites of Mount Malosa, Zomba District, Malawi. Granitic pegmatites: the state of the art, Int. Sym. 60th, Vol. 8, Porto, Portugal.
- GUASTONI, A.; SECCO, L.; ŠKODA, R.; NESTOLA, F.; SCHIAZZA, M.; NOVÁK, M. y PENNACCHIONI, G. (2019). Non-Metamict Aeschynite-(Y), Polycrase-(Y), and Samarskite-(Y) in NYF Pegmatites from Arvogno, Vigizzo Valley (Central Alps, Italy). *Minerals*, **9**: 313. DOI:10.3390/min9050313.

- GYSI, A.P. y WILLIAMS-JONES, A.E. (2015) The thermodynamic properties of bastnäsite-(Ce) and parisite-(Ce). *Chemical Geology*, **392**: 87-101. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2014.11.001
- HAWTHORNE, F.C.; KIMATA, M.; CERNY, P.; BALL, N.; ROSSMAN, G.R. y GRICE, J.D. (1991). The crystal chemistry of the milarite-group minerals. *American Mineralogist*, **76**: 1836-1856. DOI: 10.2138/am-1999-5-608.
- IIDA, Y.; OHNUKI, T.; ISOBE, H.; YANASE, N.; SEKINE, K.; YOSHIDA, H. y YUSA, Y. (1998). Hydrothermal redistribution of rare earth elements in Toki granitic rock, central Japan. *Journal of Contaminant Hydrology*, **35**: 191-199. DOI: 10.1016/S0169-7722(98)00130-2.
- KOSITCIN, N.; MCNAUGHTON, N.J.; GRIFFIN, B.J.; FLETCHER, I.R.; GROVES, D.I. y RASMUSSEN, B. (2003). Textural and geochemical discrimination between xenotime of different origin in the Archaean Witwatersrand Basin, South Africa. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, **67**: 709-731. DOI: 10.1016/S0016-7037(02)01169-9.
- LOZANO, R.P.; BACHILLER, N. y CASQUET, C. (1997). Fluidos asociados a la formación de epidota+(clorita+cuarzo) en las pegmatitas del Plutón de La Cabrera (Sistema Central Español). *Geogaceta*, **21**: 155-158.
- MARCOS-PASCUAL, C. y MOREIRAS, D.B. (1997). Characterization of alexandrite, emerald and phenakite from Franqueira (NW Spain). *The Journal of Gemmology*, **25**: 340-357.
- MARTIN-SERRANO, A.; VEGAS, J.; GARCÍA-CORTÉS, A.; GALÁN, L.; GALLARDO-MILLÁN, J.L.; MARTÍN-ALFAGEME, S.; RUBIO, F.M.; IBARRA, P.I.; GRANDA, A.; PÉREZ-GONZÁLEZ, A. y GARCÍA-LOBÓN, J.L. (2009). Morphotectonic setting of maar lakes in the Campo de Calatrava Volcanic Field (Central Spain, SW Europe). *Sedimentary Geology*, **222** (1-2): 52-63. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2009.07.005.
- MARUEJOL, P.; CUNEY, M. y TURPIN, L. (1990). Magmatic and hydrothermal REE fractionation in the Xihuashan granites (SE China). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **104**: 668-680.
- MENG, D.; WU, X.; MOU, T. y LI, D. (2001). Microstructural investigation of new polytypes of Pasisite-Ce by high-resolution transmission electron microscopy. *Canadian Mineralogist*, **39**: 1713-1724. DOI: 10.2113/gscanmin.39.6.1713.
- NASRAOUI, M.; TOULKERIDIS, T.; CLAUER, N. y BILAL, E. (2000). Differentiated hydrothermal and meteoric alterations of the Lueshe carbonatite complex (Democratic Republic of Congo) identified by a REE study combined with a sequential acid-leaching experiment. *Chemical Geology*, **165**: 109-132. DOI: 10.1016/S009-254(99)00165-5
- NGWENYA, B.T. (1994). Hydrothermal rare earth mineralization in carbonatite of the Tundulu complex, Malawi: Processes at the fluid/rock interface. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**: 2061-2072. DOI: 10.1016/0016-7037(94)90285-2.
- NI, Y.; POST, J.E. y HUGHES, M. (2000). The crystal structure of parisite-(Ce), $Ce_2CaF_2(CO_3)_3$. *American Mineralogist*, **85**: 251-258.
- NOVAK, M.; CICHA, J.; COPJAKOVA, R.; SKODA, R. y GALIOVA, M.V. (2017). Milarite-group minerals from the NYF pegmatite Velka skala, Pisek district, Czech

Republic: sole carriers of Be from the magmatic to hydrothermal stage. *European Journal of Mineralogy*, **29**: 755-766. DOI: 10.1127/ejm/2017/0029-2652.

NÚÑEZ-GARCÍA, M.; ANTÓN-SEGURADO, R.; BREA-FERNÁNDEZ, M.D. y RODRÍGUEZ-VÁZQUEZ, C.J. (2012). Minerales Asociados a la pegmatita de elementos raros de Monte Galiñeiro Sur, Gondomar (Pontevedra, España). *Acopios*, **3**: 35-61. DOI: 10.7597/acopios2171-7788.2012.35.

OFFERMANN, E. (2004). *Praktische Kristallmorphologie. Kristalle und ihre Formen*. Ed. KristalloGrafik Verlag, Achberg. 2, 99-100.

RAPP, R.P. y WATSON, E.B. (1986). Monazite solubility and dissolution kinetics: implications for the thorium and light rare earth chemistry of felsic magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **94**: 304-316. DOI: <https://doi.org/10.1007/BF00371439>.

RIPP, G.S.; IZBRODIN, I.A.; LASTOCHKIN, E.I.; DOROSHKEVICH, A.G.; RAMPILOV, M.O. y POSOKHOV, V.F. (2016). Isotopic characteristics of the ermakovskoe fluorite–bertrandite–phenakite deposit (Western Transbaikalia). *Geochemistry International*, **54**: 748-764. DOI: 10.1134/S0016702916090056.

RUBERTI, E.; ENRICH, G.E.R.; GOMES, B. Y COMIN-CHIARAMONTI, P. (2008). Hydrothermal REE fluorocarbonate mineralization at Barra do Itapirapua, a multiple stockwork carbonatite, southern Brazil. *The Canadian Mineralogist*, **46**: 901-914. DOI: 10.3749/canmin.46.4.901.

RUBIO NAVAS, J. (1981). *Mapa geológico de España a escala 1:50.000 hoja nº 223 Vigo*. Instituto Geológico y Minero de España.

RUMANOVA, I.M.; VOLODINA, G.F. y BELOV, N.V. (1967). The crystal structure of the rare earth ring silicate Kainosite, $\text{Ca}_2(\text{Y,TR})_2[\text{Si}_4\text{O}_{12}]\text{CO}_3\cdot\text{H}_2\text{O}$. *Soviet Physics-Crystallography*, **11**: 485-491.

SALVI, S.; FONTAN, F.; MONCHOUX, P.; WILLIAMS-JONES, A.E. y MOINE, B. (2000). Hydrothermal mobilization of high strength elements in alkaline igneous systems: evidence from the Tamazeght complex (Morocco). *Economic Geology*, **95** (3): 559-575. DOI: 10.2113/95.3.559.

SAMSON, M.; WOOD, S.A. y FINUCANE, K. (2004). Fluid inclusion characteristics and genesis of the fluorite-parisite mineralization in the Snowbird deposit, Montana. *Economic Geology*, **99** (8): 1727-1744. DOI: 10.2113/gsecongeo.99.8.1727.

SCHEEPERS, R.; O'BRIEN, R.D. y SCHOCH, A.E. (2017). An occurrence of bavenite in the Cape Granite Suite, southwestern Cape Province, South Africa, and its implication on the formation of the host pegmatite. *South African Journal of Geology*, **120**: 223-230. <https://doi.org/10.25131/gssajg.120.2.223>.

TANIS, E.A.; SIMON, A.; TSCHAUNER, O.; CHOW, P.; XIAO, Y.; SHEN, G.; HANCHAR, J.M. y FRANK, M. (2012). Solubility of xenotime in a 2M HCl aqueous fluid from 1.2 to 2.6 GPa and 300 to 500°C. *American Mineralogist*, **97**: 1708-1713. <https://doi.org/10.2138/am.2012.4009>.

TROPPEL, P.; MANNING, C.E. y HARLOV, D.E. (2011). Solubility of CePO_4 monazite and YPO_4 xenotime in H_2O and $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ at 800°C and 1 GPa: implications for REE and Y transport during high-grade metamorphism. *Chemical Geology*, **282**: 58-66. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2011.01.009.

VAN LANDUYT, J. y AMELINCKX, S. (1975). Multiple beam direct lattice imaging of new mixed-layer compounds of the Bastnaesite-Synchisite series. *American Mineralogist*, **60**: 351-358.

VÁZQUEZ-GONZÁLEZ, A.; BREA-FERNÁNDEZ, M.D. y RODRÍGUEZ-VÁZQUEZ, C.J. (2013). La Kamphaugita-(Y) de Pontearreas (Pontevedra). Nueva localidad en España. *Acopios*, **4**: 85-92.

WILLIAMS-JONES, A.E.; SAMSON, I.M. y OLIVO, G.R. (2000). The genesis of hydrothermal fluorite-REE deposits in the Gallinas Mountains, New Mexico. *Economic Geology*, **95** (2): 327-341. DOI: 10.2113/95.2.327.

XU, C.; KYNICKY, J.; CHAKHMOURADIAN, A.R.; QI, L. y SONG, W. (2010). A unique Mo deposit associated with carbonatites in the Qinling orogenic belt, central China. *Lithos*, **118**: 50-60. DOI: 10.1016/j.lithos.2010.03.13.

ZAITSEV, A.N.; WALL, F. y LE BAS, M.J. (1998). REE-Sr-Ba minerals from the Khibina carbonatites, Kola Peninsula, Russia: their mineralogy, paragenesis and evolution. *Mineralogical Magazine*, **62**: 225-250. DOI: <https://doi.org/10.1180/002646198547594>.

Mineralizaciones metálicas del extremo oriental del distrito de Morille-Martinamor (Salamanca, España)

Santos BARRIOS⁽¹⁾, Juan GÓMEZ BARREIRO⁽¹⁾,
José Manuel COMPAÑA⁽²⁾ y Kelvin DOS SANTOS⁽¹⁾

⁽¹⁾ Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, Plaza de los Caídos s/n, 37008-Salamanca, España

⁽²⁾ Servicio de Difracción de Rayos-X, Universidad de Salamanca, Plaza de los Caídos s/n, 37008-Salamanca, España

Resumen

BARRIOS, S.; GÓMEZ BARREIRO, J.; COMPAÑA, J.M. y DOS SANTOS, K. (2020). Mineralizaciones metálicas del extremo oriental del distrito de Morille-Martinamor (Salamanca, España). *Acopios*, **11**: 37-119.

En el sector de Martinamor se han reconocido hasta veinte explotaciones mineras para la extracción de W (scheelita, ferberita), Sn (casiterita), Pb (galena) y Au (oro nativo), principalmente yacimientos filonianos y de tipo eluvionar y aluvionar. Los trabajos comenzaron a finales del siglo XIX y comienzos del XX, viviendo su época de esplendor con la II Guerra Mundial y la fiebre del W. Posteriormente, con la bajada del precio de los metales la actividad minera cesó hasta la década de los 70-80 cuando hubo una reactivación e investigación de nuevos yacimientos. Entre los minerales de la zona destacan, sobre todo, grandes cristales de scheelita de hasta 3,5 cm junto a cuarzos ahumados de gran calidad e incluso 10 cm de longitud de la mina Navalcuadro. También se han identificado dos pseudomorfos raros de scheelita: reinita (cristales de hasta 3 cm) en la mina Navalcuadro o La Atalaya y sanmartinita (identificada al microscopio) en la mina Cerro de San Pelayo. La casiterita se presenta igualmente en cristales bien conformados, aunque de pequeño tamaño como en La Atalaya o Los Casares. Estos minerales están acompañados de sulfuros como arsenopirita, pirita, calcopirita y esfalerita, generalmente alterados, fracturados y de pequeño tamaño. Son habituales los minerales secundarios como malaquita, scorodita, covellina y oxi-hidróxidos de Fe.

Palabras clave: filón de cuarzo, scheelita, ferberita, reinita, sanmartinita, casiterita, galena, oro.

Abstract

BARRIOS, S.; GÓMEZ BARREIRO, J.; COMPAÑA, J.M. y DOS SANTOS, K. (2020). Ore minerals in the eastern end of the Morille-Martinamor district (Salamanca, Spain) *Acopios*, **11**: 37-119.

In the Martinamor sector, up to twenty mining operations have been recognized for the extraction of W (scheelite, ferberite), Sn (cassiterite), Pb (galena) and Au (native gold), mainly filonian, eluvial and alluvial deposits. The mining works began in the late 19th and early 20th centuries. They lived their time of splendor during World War II and the W fever. Later, mining activity ceased with the fall in the price of metals, until the decade of

the 70-80, when exploration for new deposits restarted. The main mineralogical findings include large crystals of scheelite (up to 3.5 cm), together with high quality smoked quartz (up to 10 cm) from the Navalcuadro mine. Two rare scheelite pseudomorphs have also been identified: reinita (up to 3 cm) in the Navalcuadro and La Atalaya mine, and sanmartinite (identified under the microscope) in the Cerro de San Pelayo mine. Cassiterite also occurs in small well-shaped crystals, as in the La Atalaya or Los Casares mines. These minerals are accompanied by altered and fractured sulfides (e.g. arsenopyrite, pyrite, chalcopyrite and sphalerite). Besides, secondary minerals like malachite, scorodite, covellite or oxyhydroxides of Fe are frequent.

Keywords: quartz lode, scheelite, ferberite, reinita, sanmartinite, cassiterite, galena, gold.

INTRODUCCIÓN

El sector de Martinamor se encuentra en la parte centro-E de la provincia de Salamanca (Fig. 1), aproximadamente a unos 18 km al S de la capital, dentro del cuadrante NE de la Hoja MAGNA a escala 1:50.000 N° 503 Las Veguillas, concretamente en los municipios de Martinamor, Valdemierque y Buenavista. Desde el punto de vista metalogenético, esta área pertenece al conocido como Distrito minero de Morille-Martinamor (Jiménez Benayas et al., 1996), en la que se han reconocido, durante este trabajo, hasta 20 explotaciones mineras para el beneficio de W, Sn, Pb y Au. Estas explotaciones corresponden a filones de cuarzo encajados en metasedimentos del Complejo Esquisto Grauváquico de edad Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior y granitos tardivariscos, así como depósitos cenozoicos de tipo eluvionar y aluvionar (Tabla I, Fig. 2).

Las primeras referencias a los indicios mineros de esta zona datan de mediados del siglo XIX, cuando Gil y Maestre (1880) indica que el Cerro de La Atalaya, situado en este sector, es el criadero más importante de la provincia de Salamanca. La explotación más intensa en la zona tuvo lugar durante la II Guerra Mundial, debido a la fiebre del W que se produjo por la necesidad de este recurso para la fabricación de material bélico, y continuó hasta la década de los años 50. El beneficio del mineral se realizaba mediante cuadrillas, dirigidas cada una por un jefe, que buscaban directamente en las explotaciones o sobre la superficie (Fig. 3), respetando siempre las zonas de trabajo del resto de grupos. El trabajo era muy rudimentario y se empleaba únicamente herramienta manual, siendo el mineral portado fuera de los pozos y zanjas por los mineros a través de simples escaleras. Solo al final de la década de los 40 del siglo XX, algunos empresarios decidieron invertir en maquinaria para las explotaciones (Almeida, 1999).

En esa época, los mineros comenzaron una serie de protestas debido al bajo salario que recibían de los empresarios, por lo que estos últimos optaron por el *kileo* o pago en función del peso del mineral recuperado. La medida benefició de nuevo a los empresarios, mientras que los mineros se vieron nuevamente perjudicados, sobre todo cuando alguno de ellos descubría una zona con gran cantidad de mineral, en perjuicio del resto de trabajadores. En esta época, las familias que explotaban dichas minas vieron un fuerte incremento en sus beneficios, al igual que sucedió en las explotaciones de W de toda la provincia (Almeida, 1999).

El valor del W era tan alto (200 pesetas/kg de mineral en la mina y hasta 400 pesetas/kg en mercado, según testimonios de trabajadores de las minas) que se generó un mercado de contrabando. Por ejemplo, los habitantes recogían el mineral de W que encontraban, para ser utilizado como moneda en ésta y en otras localidades próximas, e incluso algunas concesiones se solicitaban como tapadera y sirvieron para traficar con mineral que se hacía llegar desde otras minas. También se realizaban robos en los almacenes y

algunos mineros escondían el mineral en el interior de la propia mina y los recuperaban por la noche para ser vendido a otros empresarios que ofrecían mayor precio (Almeida, 1999).

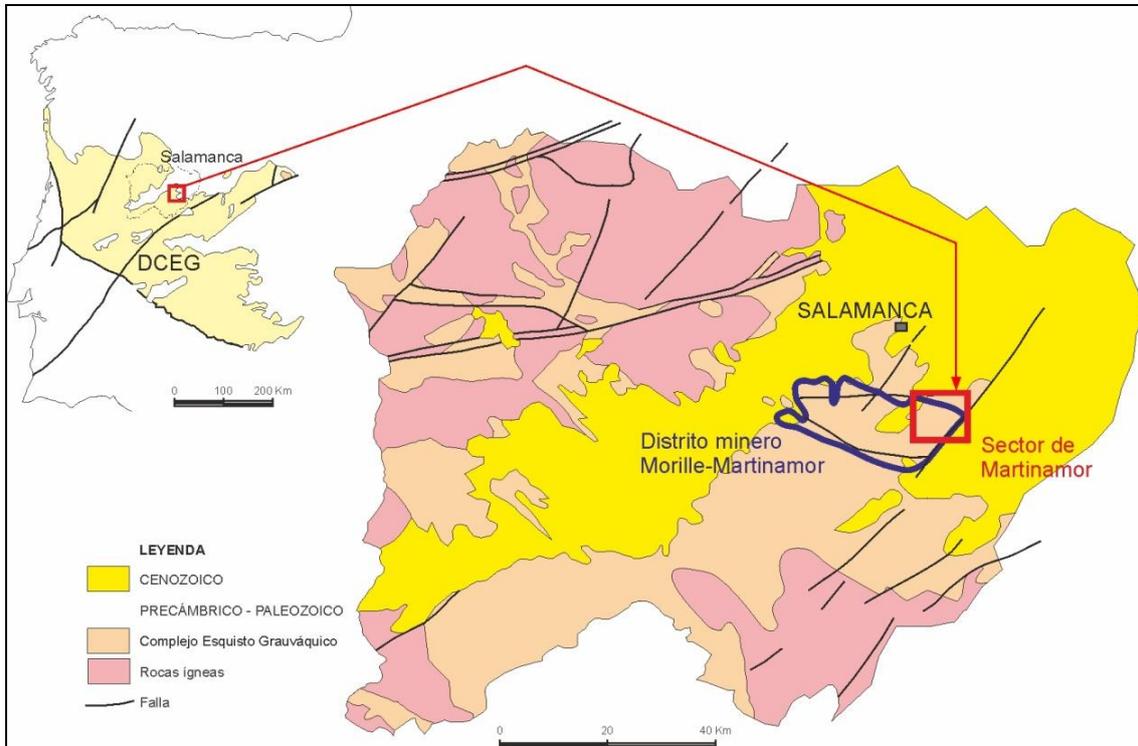


Figura 1: Situación geológica del área de estudio dentro del Dominio del Complejo Esquisto Grauváquico (DCEG) y esquema geológico de la provincia de Salamanca donde se ha representado el distrito minero Morille-Martínamor y su extremo oriental, correspondiente al sector de Martínamor (modificado de Jiménez Benayas et al., 1996).

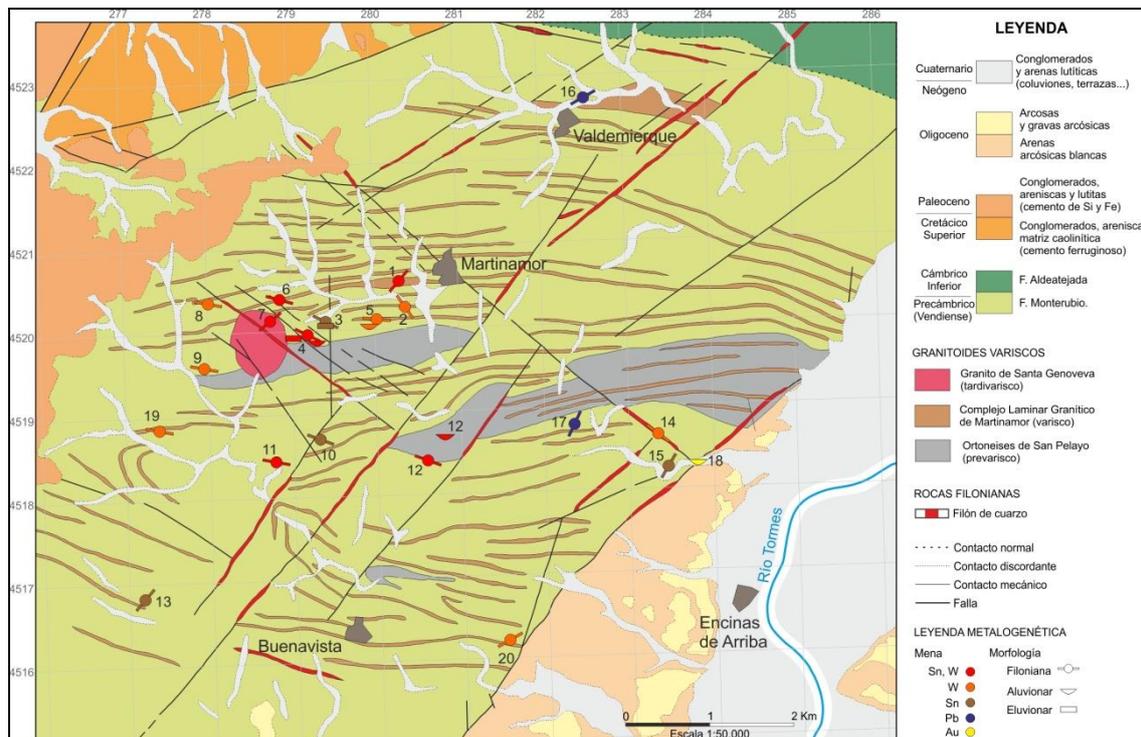


Figura 2: Mapa de indicios metálicos de la zona oriental del Distrito de Morille-Martínamor (modificado de Monteserín et al., 2000).

Tabla I

Nº	UTM		Municipio	Nombre o paraje	Sustancia	Mineralogía metálica	Morfología y dirección	Litología
	x	y						
1	280250	4520550	Martinamor	Martinamor	W, Sn	frb, cas, pi, cp, arp	F, 0°-20°	GM
2	280100	4520150	Martinamor	La Benita	W	frb, pi	F, 125°	GM
3	279581	4519773	Martinamor	Los Casares	Sn	cas	F, 116°	GM, PEFM
4	279269	4519634	Martinamor	La Atalaya	W, Sn	frb, sch, re, cas, cp, pi; au	F, N110°-130°, N30°-70° / A / E	OGSP
5	279943	4520023	Martinamor	La Atalaya II	W	frb	F, 90°-100° / A / E	GM, PEFM
6	279200	4520075	Martinamor	El Nevazo	W, Sn	frb, cas, pi, cp	F, N80° y 120°-135°	GM, PEFM
7	278600	4520000	Martinamor	Navalcuadro	W, Sn	sch, frb, cas, re, pi, cp, esf, arp, mo, po, cv	F, N135° y 140°-145°	GSGV
8	278083	4520573	Buenavista	Cerro de la Ventosa	W	frb, pi, cp	F	PEFM
9	278048	4519310	Buenavista	La Ventosa	W	frb, arp, pi	F, N135°	OGSP, PEFM
10	279290	4518731	Martinamor	La Serrada	Sn	cas, pi	F	PEFM
11	278770	4518295	Buenavista	Regato de las Pocilgas	W, Sn	frb, cas, arp, cp, pi	F, N20°-30°	GM, PEFM
12	280761	4518536	Martinamor	Matamala	W, Sn	frb, cas, pi, cap, esf, cv	F, N120° / A	OGSP, PEFM
13	277266	4516793	Buenavista	Arroyo de Valle Largo	Sn	cas, pi, esf	F, N78°	GM, PEFM
14	283389	4518558	Martinamor	Cerro de San Pelayo	W	sch, frb, sanm, re, arp, pi	F, N125°	OGSP
15	283474	4518239	Martinamor	Pozo del Estañó	Sn	cas, arp, pi	F, N30° y 60°	PEFM
16	282497	4522678	Valdemierque	Mina Marte	Pb	ga, cp, pi, esf, smi, stb, au	F, N30°	GM
17	282384	4518992	Martinamor	Berroquillas	Pb	ga, pi, cp	F, N30°	GM, OGSP
18	283735	4518328	Martinamor	Retuerta	Au	au	A	SC
19	277264	4518968	Buenavista	Casablanca	W	frb	F	GM
20	281454	4516234	Buenavista	Hornos de Pocilgas	W?	frb	F, N60°	GM

Tabla I. Listado de indicios mineros del sector oriental del Distrito de Morille-Martinamor. Incluye su localización y características geológicas (modificado de Jiménez Benayas et al., 1996). Mineralogía: arp, arsenopirita; au, oro; cas, casiterita; cp, calcopirita; cv, covellina; esf, esfalerita; frb, ferberita; ga, galena; mo, molibdenita; pi, pirita; po, pirrotina; re, reinita; sanm: sanmartinita; sch, scheelita; smi, smithsonita; stb, estibina / morfología: F, filoniana; A, aluvionar; E, eluvionar / litología: GM, Granito de Martinamor; GSGV, Granito de Santa Genoveva; OGSP, Ortogneis de San Pelayo, PEFM: Pizarras y esquistos de la Formación Monterrubio; SC, sedimento cuaternario.



Figura 3: *Mineros lavando sedimentos para la obtención de concentrados de wolframita (ferberita), scheelita, casiterita y, en ocasiones, oro, en el año 1945. Fotografía tomada de Almeida (1999).*

Con el final de la II Guerra Mundial, el precio del W comenzó a descender hasta que su valor dejó de presentar interés, llevando al cese de los trabajos mineros. Sin embargo, entre las décadas de los 60 y 70 del siglo XX, W y Sn cobraron valor de nuevo llevándose a cabo nuevas investigaciones en la zona, retomándose algunos trabajos antiguos e iniciándose otros nuevos. Así, Progremsa en 1971 investigó filones en la zona con una ley media superior al 0,1 % de WO_3 pero pocas reservas. Más tarde, en 1972, Peñarroya cubicó 400.000 t de todo-uno con una ley media de 0,08 % de WO_3 y en 1976, Río Tinto finalizó los trabajos concluyendo que las mineralizaciones eran poco interesantes por sus bajas leyes y reservas. Por último, Adaro en 1979 realizó calicatas, sondeos y prospección geoquímica, aunque no llegaron a terminar la campaña de investigación y evaluación de las reservas (IGME, 1985).

Recientemente, en el año 2018, la empresa Minas y Geología S.L., ubicada en Salamanca, programó diferentes trabajos dentro de una campaña de investigación para el estudio de los filones mineralizados en W y Sn de este sector.

GEOLOGÍA

El área de Martinamor se enmarca dentro de la Zona Centro Ibérica (Julivert et al., 1972), en el Dominio del Complejo Esquisto Grauváquico (Martínez Catalán et al., 2004) (Figs. 1 y 2), caracterizado este último por la presencia de los extensos afloramientos del Complejo Esquisto Grauváquico (CEG) (Carrington da Costa, 1950; Teixeira, 1955). En este dominio son frecuentes los batolitos graníticos sin o postcinemáticos, de composición peralumínica y ricos en K, que intruyen principalmente en las fases de descompresión (300-325 Ma.), tras la principal colisión varisca (Bea et al., 2003). A su vez, el basamento está recubierto por sedimentos cretácicos y cenozoicos de la Cuenca del Duero (Monteserín et al., 2000).

Basamento

En el área de estudio, el CEG (Fig. 2) está constituido por pizarras arenosas, esquistos micáceos, pizarras negras bandeadas y varios tramos de métricos a decamétricos de conglomerados, cuarcitas, microconglomerados y porfiroides (Monteserín et al., 2000). Corresponden en su mayor parte a la Formación Monterrubio (Precámbrico) y localmente a los niveles inferiores de la Formación Aldeatejada (Cámbrico inferior) (Díez Balda, 1986).

En el CEG se encajan diferentes rocas ígneas:

- El Ortogneis de San Pelayo, de edad prevarisca (Díez Balda, 1986), se observa en el centro del área de estudio con dirección O-E, compuesto principalmente por cuarzo, feldespatos potásico, oligoclasa, cantidades menores de moscovita y biotita y, como accesorios, circón, turmalina, apatito, rutilo y oxi-hidróxidos de hierro (Pellitero, 1981a).
- El Complejo Laminar Granítico de Martinamor, de edad varisca, también se emplaza en el Ortogneis de San Pelayo y aparece como sills de tamaño variable de métrico a decamétrico. Es un granito leucocrático inequigranular, de tamaño de grano muy variable de fino a medio-grueso e incluso muy grueso, formado por microclina, moscovita, cuarzo y menor cantidad de plagioclasa, junto a turmalina, biotita, circón, apatito y opacos como accesorios (Monteserín et al., 2000).

- El granito tardivarisco de Santa Genoveva corta a los materiales anteriores. Se trata de un granito porfiroide de dos micas y grano medio-grueso. Está formado por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y mayor proporción de biotita que moscovita. Como minerales accesorios aparecen apatito, circón, topacio y opacos (magnetita y piritita) y, como secundarios, moscovita, clorita, rutilo y oxi-hidróxidos de hierro. Presenta una mineralización filoniana de cuarzo con Sn y W de tipo intragranítico con una fuerte greisenización que genera gran cantidad de moscovita por alteración de feldespato, siendo posible además observar scheelita, fluorita y calcita. Por sus características se asemeja al granito mineralizado de Barruecopardo (Pellitero, 1981a).

Los filones de cuarzo son muy abundantes en toda la zona, representando el cuerpo mineralizado predominante en los indicios y depósitos del sector estudiado. Destacan dos direcciones, N0°-30° y N110°-135°, aunque en otros indicios predominan las E-O, y la presencia de “sierros” de cuarzo de espesor métrico, con una dirección principalmente N20°-40°E, emplazados a favor de fracturas tardivariscas probablemente con rejuogo en la orogenia Alpina (Monteserín et al., 2000).

Recubrimiento

En el O de la zona de trabajo aflora el registro alpino, conformando una secuencia siliciclástica de carácter siderolítico de edad Cretácico-Paleógeno, seguido de una secuencia detrítica predominantemente arcósica de edad Paleógeno y una serie detrítica roja de edad Neógeno Inferior (Fig. 2). Por el E aparecen sedimentos cenozoicos sobre los que discurre el río Tormes. La serie culmina con los depósitos de terrazas de edad Plio-Cuaternaria y los depósitos aluviales holocenos de fondo de valle (Monteserín et al., 2000).

Tectónica

Regionalmente, el primer evento estructural corresponde a la deformación preordovícica, puesta de manifiesto por ejemplo a través de la discordancia del Ordovícico sobre los materiales Vendiense-Cámbrico Inferior (Monteserín et al., 2000). En cuanto la orogenia Varisca, el modelo actualmente aceptado está definido por tres fases de deformación principales y una serie de estructuras aisladas y fracturación asimiladas a movimientos tardivariscos (Díez Balda, 1986). Éstas últimas han sido retomadas durante la orogenia Alpina, dando lugar a importantes brechificaciones de los filones tardíos de cuarzo que sellaban las fracturas tardivariscas y, por otra parte, condicionando claramente los rasgos del paisaje regional y la distribución de las facies de la cuenca sedimentaria cenozoica (Monteserín et al., 2000).

MATERIALES Y MÉTODOS

Los ejemplares mostrados en este trabajo han sido obtenidos en diferentes muestreos de la zona, generalmente en las escombreras y, en raras ocasiones, en los restos de los filones aflorantes. Tras su limpieza con agua destilada en una cubeta de ultrasonidos, se realizaron láminas delgadas y probetas pulidas con muestras seleccionadas, para su estudio al microscopio petrográfico, tanto en luz transmitida como reflejada, con un equipo NIKON, modelo H550S y objetivos X4, X10, X20 y X50 con cámara digital NIKON DS-Fi1, perteneciente al Área de Cristalografía y Mineralogía de la Universidad de Salamanca.

Sobre algunas de las preparaciones se han realizado análisis con microsonda electrónica, modelo JEOL JXA 8900-M en el Centro de Microscopía Electrónica "Luis Bru" de la Universidad Complutense de Madrid. Los elementos analizados fueron: W, Sn, Pb, Zn, Cu, Fe, Sb, As, Ni, Au, Ag, Bi, Cd, Co, Te, Se, Mn, Al, Ca, S y Si.

MINERALIZACIONES

Según la morfología del cuerpo mineralizado y las sustancias explotadas, las mineralizaciones de este sector se pueden agrupar en: filones de cuarzo con Sn y W, con Sn, W y Pb, depósitos aluvionares y pegmatitas (Tabla I).

Los granitos más evolucionados, como el Granito de Martinamor y el de Santa Genoveva, son responsables de las mineralizaciones de Sn y W respectivamente, más significativas de la zona, atribuyéndose su origen a un magmatismo derivado de la fusión de sedimentos y productos volcánicos con concentraciones previas de minerales Sn y W y a los procesos hidrotermales asociados (Saavedra y Pellitero, 1979; Pellitero, 1981a). Aunque Casquet y Tornos (1990) afirman que no serían necesarios valores anormalmente elevados de Sn y W previamente concentrado, sino que las anomalías y mineralizaciones son fruto de la propia actividad hidrotermal. Además, parece evidente la influencia metamórfica, pues la mayoría de las series sedimentarias se encuentran deformadas (Pellitero, 1981a).

Las mineralizaciones de Pb han sido estudiadas, desde el punto de vista de su génesis, en el campo filoniano de Ahigal de los Aceiteros, emplazado en el límite del macizo de Lumbrales con la Fm Monterrubio, al O de la provincia de Salamanca. Estas mineralizaciones filonianas tuvieron lugar durante un único proceso formador de sulfuros. Se trata de mineralizaciones epigenéticas que rellenan cavidades y espacios abiertos generados por rejuegos de fracturas tardivariscas. Los elementos básicos serían extraídos de sistemas hidrotermales ricos en ferromagnesianos, como filitas y gneises biotíticos (García Luís, 1992).

Respecto a las mineralizaciones auríferas, los trabajos de investigación previos se centran en terrenos similares próximos localizados al S, en la zona de Guijuelo, en los que diferentes autores han constatado la existencia de anomalías auríferas en los materiales que recubren el CEG a partir de prospecciones geoquímicas en sedimentos y agua de la red de drenaje (Franco Herrero et al., 1987a y b; Alcalde et al., 1990; Barrios et al., 2015; González Clavijo et al., 2018). El origen primario para este oro se encontraría en filones de cuarzo (Franco Herrero et al., 1987a, Alcalde et al., 1990), como por ejemplo en la Mina Dominica (García Sánchez et al., 1988), ciertos niveles del CEG (cuarcitas, microconglomerados) o ambas (Franco Herrero et al., 1987a). Igualmente, en esa zona se ha mostrado una relación de presencia entre las mineralizaciones de Sn y Au y de ausencia entre W y Au (Alcalde et al., 1990).

Abundan en la zona pegmatitas filonianas con direcciones variables entre N100°-140° y potencias de hasta 25-30 cm. Están emplazadas en las rocas ígneas descritas y en relación a las fases tardías de formación de los granitos de Santa Genoveva y Martinamor. En gran número de casos han sido explotadas para el beneficio de moscovita y feldespato durante la mitad del siglo XX y, aunque la mayoría carecen de mineralización metálica, en las últimas décadas de este siglo fueron investigadas para conocer su contenido en W. Están compuestas principalmente por cuarzo, feldespato potásico y moscovita, junto a otros minerales como turmalina o granate.

Filones de cuarzo con Sn y W

Los indicios de Sn y W corresponden a las minas de Martinamor (1), La Atalaya (4), El Nevazo (6), Navalcuadro (7), Regato de las Pocilgas (11) y Matamala (12). Las más importantes, por el tamaño de las labores y la mineralogía, son Navalcuadro, La Atalaya y Matamala. Pueden clasificarse como de tipo A_{11} o filones de cuarzo individualizados con casiterita y wolframita, según la clasificación regional de mineralizaciones de Sn del O de España realizada por Gonzalo y Gracia (1985).

Mina Navalcuadro

La fecha exacta del comienzo de la explotación no se conoce, aunque tuvo lugar de manera artesanal mediante pequeñas zanjas y pocillos. No fue hasta los años 70-80 del siglo XX cuando se desarrollaron trabajos más mecanizados, que dieron como resultado una zanja principal de aproximadamente 150 m de longitud, 10-15 m de ancho y más de 10 m de profundidad (Fig. 4). Además, gente de la zona comenta que en el interior de su extremo NO existe un pozo de más de 30 m de profundidad. Sin embargo, la corta se encuentra inundada y no ha podido constatarse dicha información. Esta mina conserva los restos mineros de mayor entidad de la zona.



Figura 4: Foto del interior de la corta principal de la mina Navalcuadro, parcialmente inundada. Fotografía: Santos Barrios (2007).

Los alrededores fueron prospectados intensamente mediante catas y pocillos, que actualmente han desaparecido debido a la urbanización de la zona situada al N de la mina. Esto, además, llevó a que la corta fuera rodeada por completo por una valla de protección que la hace inaccesible (Fig. 5). Las escombreras se encuentran por toda la zona, pero se concentran hacia el SE, junto a los restos de la planta (Fig. 6). Tras la construcción de la autovía de la Ruta de la Plata (A-66), la zona se utilizó para acumular material sobrante, por lo que varias escombreras no pertenecen a la explotación.



Figura 5: Corta de la mina Navalcuadro con restos de escombreras en su perímetro, rodeada por una valla de seguridad. Fotografía: Juan Francisco García (2017).



Figura 6: Escombrera y restos de la planta de tratamiento de la mina Navalcuadro. Fotografía: Santos Barrios (2007).

Se ha calculado que se extrajeron aproximadamente 7.000 t de mineral, generándose 3.000 m³ escombreras (JCYL, 1986), de las que parte han desaparecido al utilizarse como relleno en caminos o carreteras de los alrededores. Las reservas calculadas son de aproximadamente 100.000 t con leyes de entre 500 y 1.000 ppm de WO₃ (Monteserín et al., 2000).



Figura 7: Filones de cuarzo centimétricos y subverticales de la mina Navalcuadro, encajados en el granito greisenizado de Santa Genoveva. Fotografía: Santos Barrios (2007).



Figura 8: Filones de cuarzo de la mina Navalcuadro encajados en el granito de Santa Genoveva fuertemente greisenizado. Fotografía: Santos Barrios (2007).



Figura 9: *Detalle de un filón de cuarzo con moscovita en las salbandas en la mina Navalcuadro. Fotografía: Santos Barrios (2007).*

La estructura mineralizada corresponde a haces paralelos de filones de cuarzo con Sn y W, con potencia generalmente inferior a 15 cm (Fig. 7), que se emplazan en el granito de Santa Genoveva con direcciones N140°-145°E (Pellitero, 1980) y N135° y buzamientos generalmente subverticales. Se observa una intensa greisenización (Fig. 8), potasificación, sericitización de plagioclasas y turmalinización del encajante.

El cuarzo filoniano al microscopio se observa alotrio-hipidiomorfo, inequigranular y muy deformado. En muestra de mano es lechoso o ahumado (Figs. 7, 8 y 9) y aparece en geodas bien cristalizado con gran transparencia y brillo y hasta tamaños de 15 cm de longitud (Figs. 10-16). Muchos de ellos se encuentran fracturados por los movimientos padecidos durante la formación de los filones, y han sufrido recristalización posterior. En un ejemplar de cuarzo ahumado de 4,7 cm se observan a simple vista varias inclusiones de cristales octaédricos de pirita de 3 mm de longitud (Fig. 17).

Otros minerales de la ganga son moscovita (muy abundante) alotrio-hipidiomorfa de tamaño generalmente inferior a 5 mm y concentrada hacia las salbandas (Fig. 9), calcita recubriendo los sulfuros y fluorita (Pellitero, 1980), de la que en 2006 se recuperó un cristal flotante corroído de 2 cm de longitud y color blanco translúcido (Fig. 18).

El mineral principal de la mena es scheelita, que se observa junto a cuarzo (Figs. 19-21) y asociada a la salbanda moscovítica (Fig. 22). Se han encontrado cristales bien conformados de hasta 3,5 cm con colores entre amarillo y naranja (Figs. 23-26). Ocasionalmente se han apreciado moldes triangulares de tamaño centimétrico en las caras de algunos cuarzos ahumados, que corresponden a los huecos dejados por cristales octaédricos de scheelita.



Figura 10: *Cuarzo ahumado flotante de 9 cm. Mina Navalcuadro. Fotografía y colección: Santos Barrios.*



Figura 11: *Conjunto de cristales de cuarzo ahumado de 10 cm. Mina Navalcuadro. Fotografía y colección: Santos Barrios.*



Figura 12: Cuarzo biterminado de 7,8 cm con fantasma de crecimiento en la parte superior. Mina Navalcuadro. Fotografía y colección: Santos Barrios.



Figura 13: Cuarzo ahumado de 7 cm. Mina Navalcuadro.
Fotografía y colección: Santos Barrios.



Figura 14: *Cuarzo ahumado de 8,8 cm. Mina Navalcuadro.
Fotografía y colección: Santos Barrios.*



Figura 15: *Cuarzo ahumado de 8,6 cm. Mina Navalcuadro.
Fotografía y colección: Santos Barrios.*



Figura 16: *Diferentes cuarzos ahumados de la mina Navalcuadro. De izquierda a derecha: crecimiento de cristales paralelos de hasta 4 cm y cristales de 2,3, 1,8 y 1,9 cm. Colección y fotografías: Santos Barrios.*



Figura 17: *Cuarzo ahumado de 4,7 cm con inclusiones octaédricas de piritas de tamaño milimétrico, recubierto parcialmente de oxi-hidróxidos de hierro. Mina Navalcuadro. Fotografía y colección: Santos Barrios.*



Figura 18: Cristal corroído y flotante de fluorita de 2 cm. Mina Navalcuadro. Colección y fotografías: Santos Barrios.

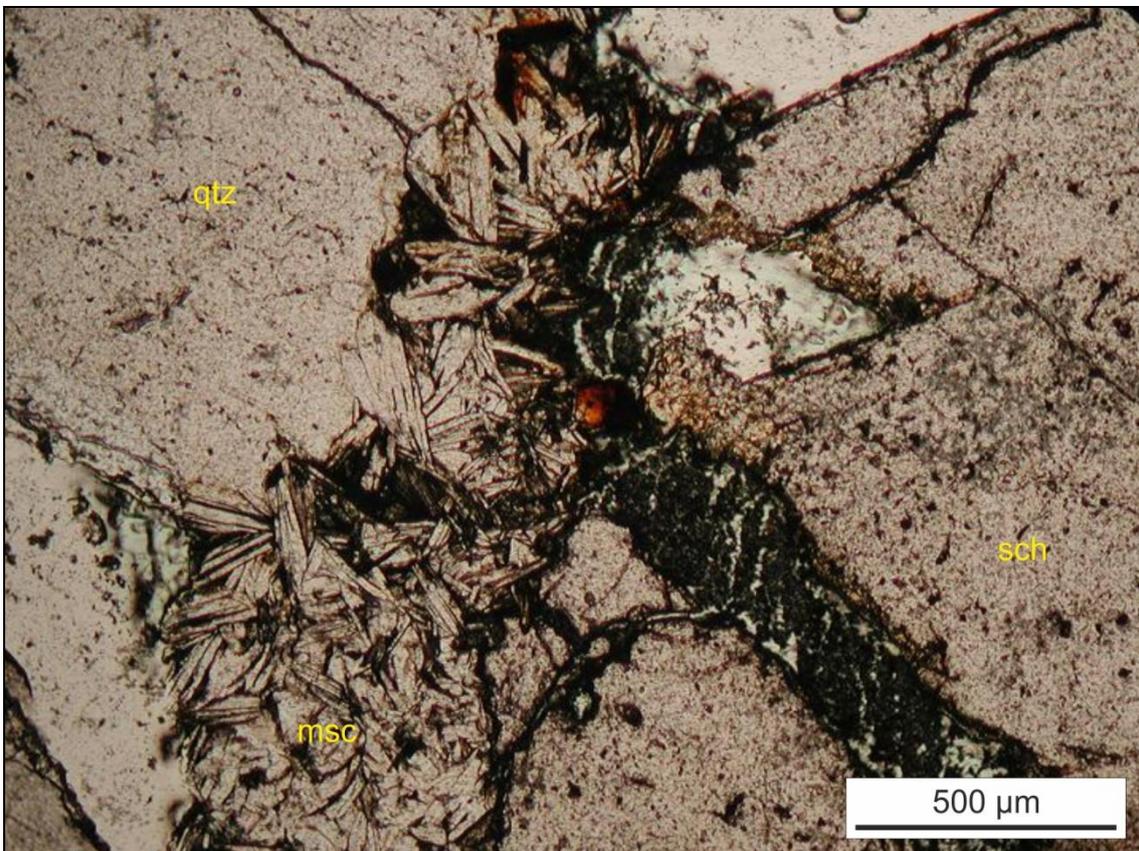


Figura 19: Scheelita junto a cuarzo y moscovita (microfotografía en luz transmitida y nícoles paralelos). Mina Navalcuadro.

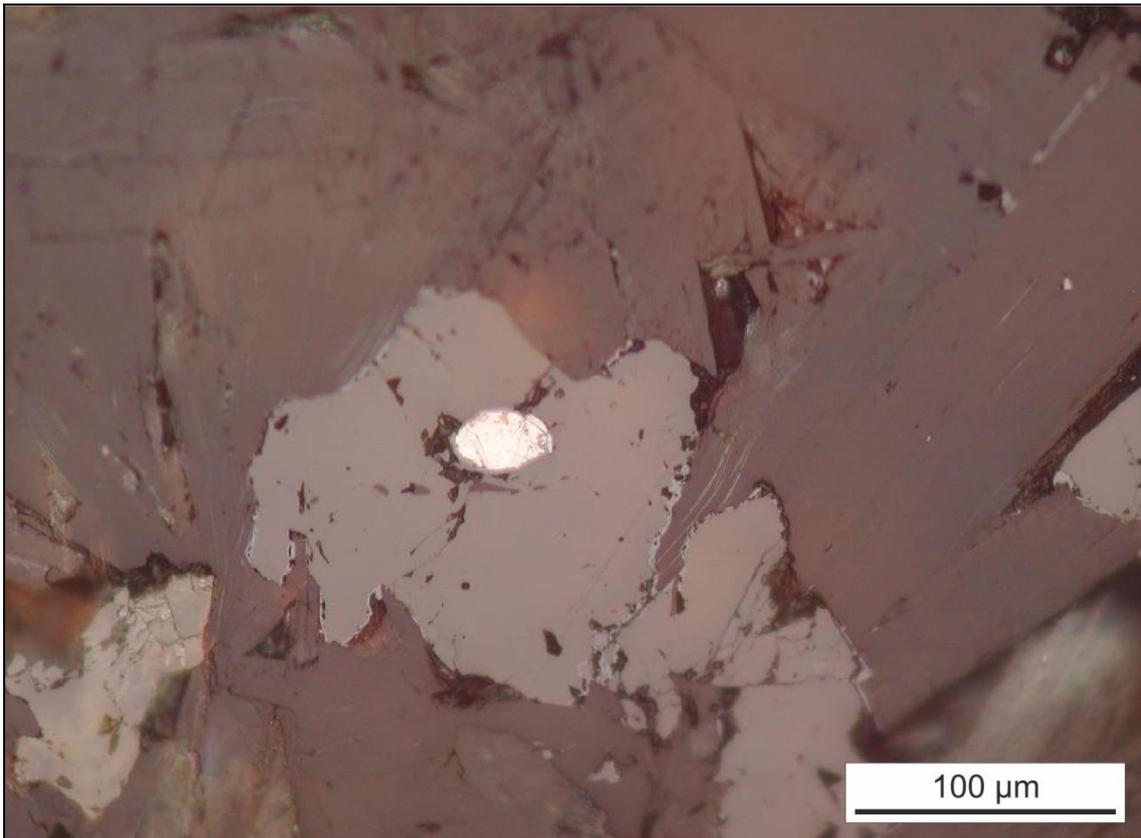


Figura 20: Scheelita con una inclusión de calcopirita, en el interior de cuarzo y moscovita (microfotografía en luz reflejada y nicoles paralelos). Mina Navalcuadro.



Figura 21: Fragmento de cuarzo (4,3 cm) con scheelita y asociada a moscovita. Mina Navalcuadro. Fotografía y colección: Santos Barrios.



Figura 22: Muestra de 3,3 cm con un pequeño cristal de scheelita sobre salbanda de moscovita. Mina Navalcuadro. Fotografía y colección: Santos Barrios.



Figura 23: Cristal de scheelita de 3,5 cm. Mina Navalcuadro. Fotografía y colección: Santos Barrios.



Figura 24: *Cristal de scheelita de 2 cm. Mina Navalcuadro. Fotografía y colección: Santos Barrios.*

La wolframita aparece como ferberita en su variedad reinita (Fig. 27; Tabla II, A14), es decir, ferberita pseudomórfica de scheelita. La transformación comienza con la formación de agujas de ferberita sobre la scheelita, cuyo crecimiento avanza desde el exterior hacia el interior a favor de los planos de la estructura cristalina. Las agujas incrementan en número y terminan entrelazándose cada vez con mayor densidad (Figs. 28 y 29; Pellitero, 1981b). Este proceso de transformación se identifica de forma parcial (Figs. 30-32) o total (Figs. 33 y 34), habiéndose localizado cristales de reinita de hasta 3 cm (Fig. 32).



Figura 25: *Cristal de scheelita de 2,6 cm. Mina Navalcuadro. Fotografía y colección: Félix García.*



Figura 26: *Cristal de scheelita de 3,5 cm. Mina Navalcuadro. Fotografía y colección: Félix García.*

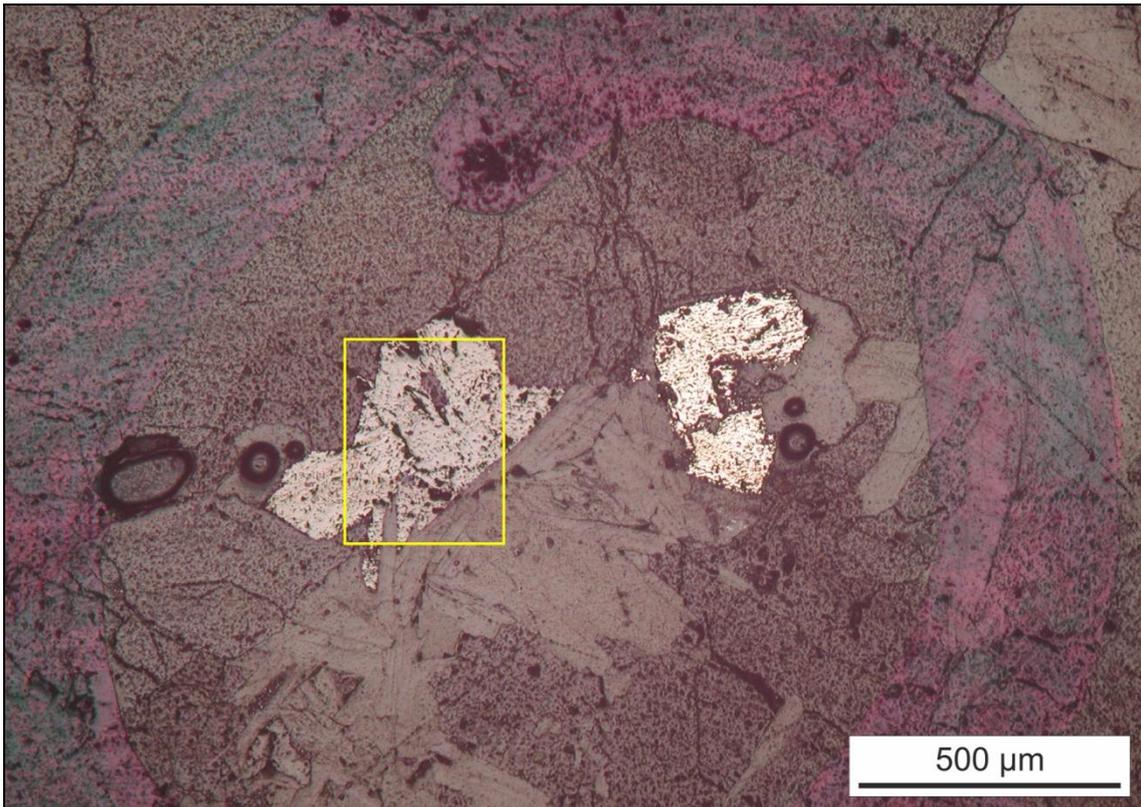


Figura 27: Cristal de ferberita pseudomórfico de scheelita (Tabla II, A14) y pirita (Tabla II, A2) junto a moscovita y cuarzo (microfotografía en luz reflejada y nícoles paralelos). Mina Navalcuadro. El recuado amarillo indica el detalle de la Fig. 28.

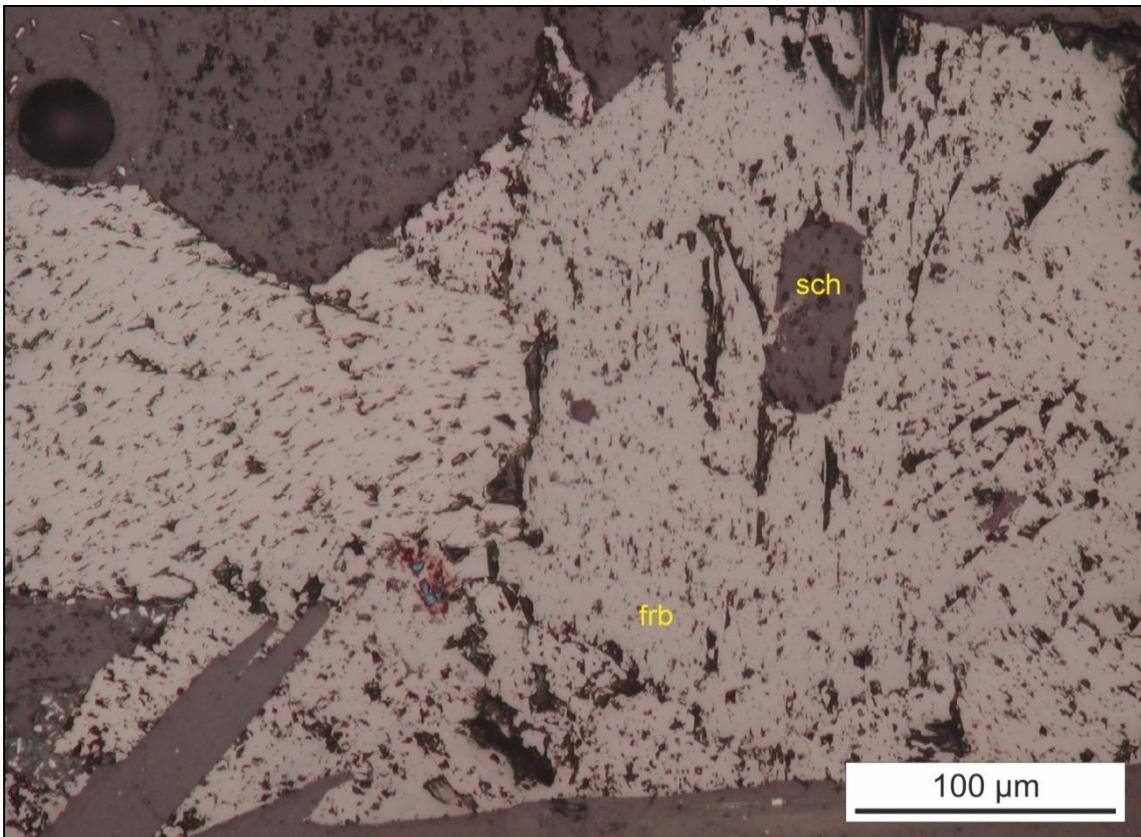


Figura 28: Detalle del cristal anterior de ferberita (cuadro amarillo de la Fig. 27; Tabla II, A14) pseudomórfica de scheelita de la que aún se conserva un pequeño resto (microfotografía en luz reflejada y nícoles paralelos). Mina Navalcuadro.

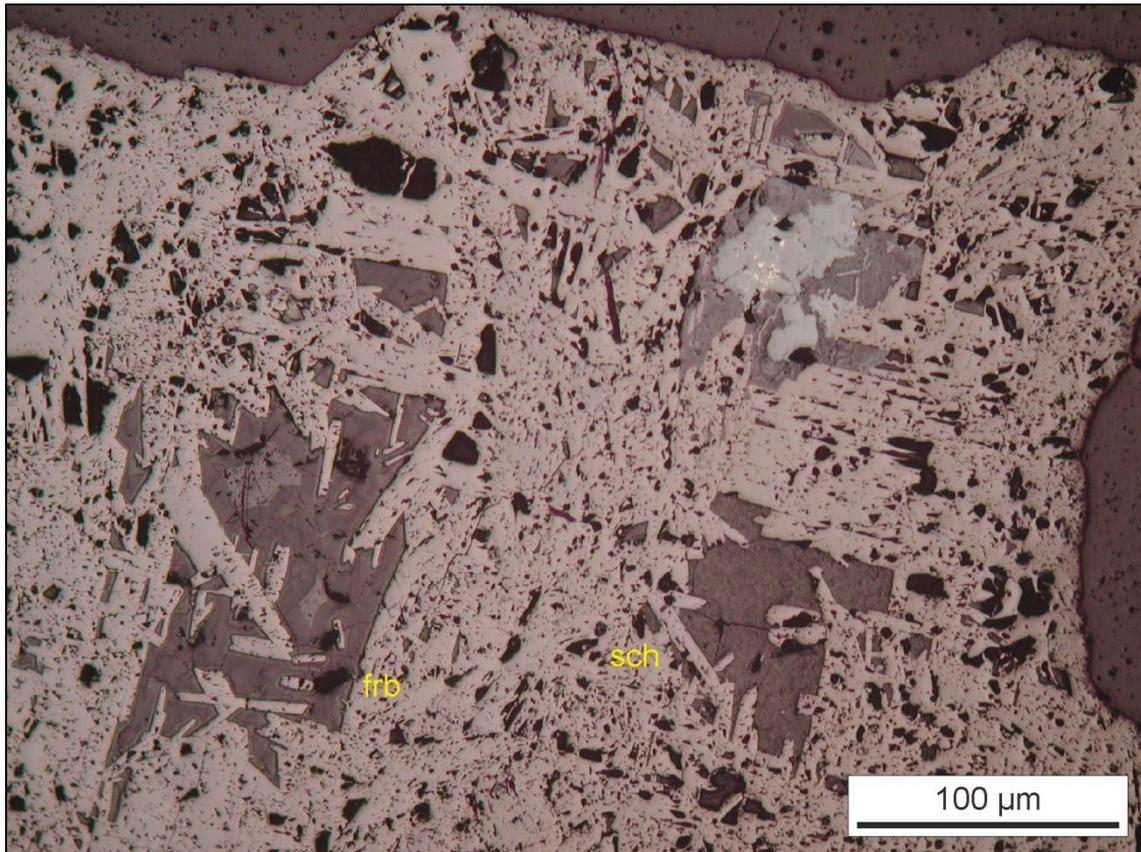


Figura 29: *Ferberita pseudomórfica de scheelita (reinita)*. Microfotografía en luz reflejada y nícoles paralelos. Mina Navalcuadro.

Tabla II

	Se	S	As	Co	Bi	Pb	Cd	Fe	Cu	Sb	Ag	Zn	Sn	Te	Total	Especie	Mina
A1	0,00	36,40	0,00	0,06	0,01	0,24	0,00	36,34	26,34	0,04	0,02	0,00	0,15	0,01	99,61	Calcopirita	La Atalaya
A2	0,01	54,24	0,00	0,04	0,05	0,57	0,04	46,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	101,09	Pirita	Navalcuadro
A3	0,00	34,55	0,00	0,00	0,11	0,36	1,41	6,72	4,37	0,08	0,00	52,70	0,00	0,03	100,34	Esfalerita	Matamala
A4	0,00	54,37	0,00	0,04	0,16	0,47	0,00	46,55	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	101,62	Pirita	Matamala
A5	0,00	36,04	0,00	0,02	0,08	0,41	0,03	30,36	33,34	0,07	0,03	0,00	0,04	0,00	100,41	Calcopirita	Matamala
A6	0,03	30,26	0,00	0,00	0,12	0,33	27,25	0,01	39,69	0,03	0,08	1,10	0,00	0,05	98,95	Sulfuro Cu y Cd	Matamala
A7	0,00	20,08	42,81	0,19	0,08	0,22	0,00	35,56	0,03	0,04	0,00	0,02	0,00	0,04	99,06	Arsenopirita	La Ventosa
A8	0,00	20,79	43,33	0,15	0,11	0,22	0,00	35,75	0,03	0,08	0,00	0,00	0,00	0,01	100,46	Arsenopirita	La Ventosa
A9	0,00	13,55	0,00	0,00	0,20	87,34	0,13	0,02	0,00	0,12	0,00	0,01	0,00	0,07	101,44	Galena	Mina Marte
	SeO ₂	MnO	As ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Bi ₂ O ₃	PbO	CdO	FeO	Sb ₂ O ₃	ZnO	CaO	SnO ₂	TeO ₂	WO ₃	Total	Especie	Mina
A10	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,75	98,34	2,27	0,00	101,45	Casiterita	La Atalaya
A11	0,04	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,73	97,78	0,00	0,15	98,90	Casiterita	La Atalaya
A12	1,18	0,15	0,00	0,00	0,13	0,03	0,03	1,03	0,17	0,00	21,33	0,00	0,00	75,13	99,17	Scheelita	La Atalaya
A13	1,09	2,08	0,01	0,00	0,14	0,00	0,02	22,35	0,15	0,00	0,04	0,08	0,05	74,06	100,06	Ferberita	La Atalaya
A14	1,15	3,13	0,00	0,00	0,06	0,00	0,03	21,26	0,09	0,03	0,04	0,00	0,02	73,30	99,11	Ferberita	Navalcuadro
A15	1,20	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,01	0,20	0,00	21,58	0,00	0,00	76,51	99,59	Scheelita	Cerro de San Pelayo
A16	0,98	0,16	0,19	0,17	0,18	0,14	0,00	5,77	0,12	18,69	0,08	0,00	0,00	67,92	94,39	Sanmartinita	Cerro de San Pelayo

Tabla II. Análisis de microsonda electrónica de diferentes minerales. Resultados en % en peso.



Figura 30: Muestra de reinita de 5 cm que aún conserva en su interior restos de la scheelita original. Mina Navalcuadro. Fotografía y colección: Santos Barrios.

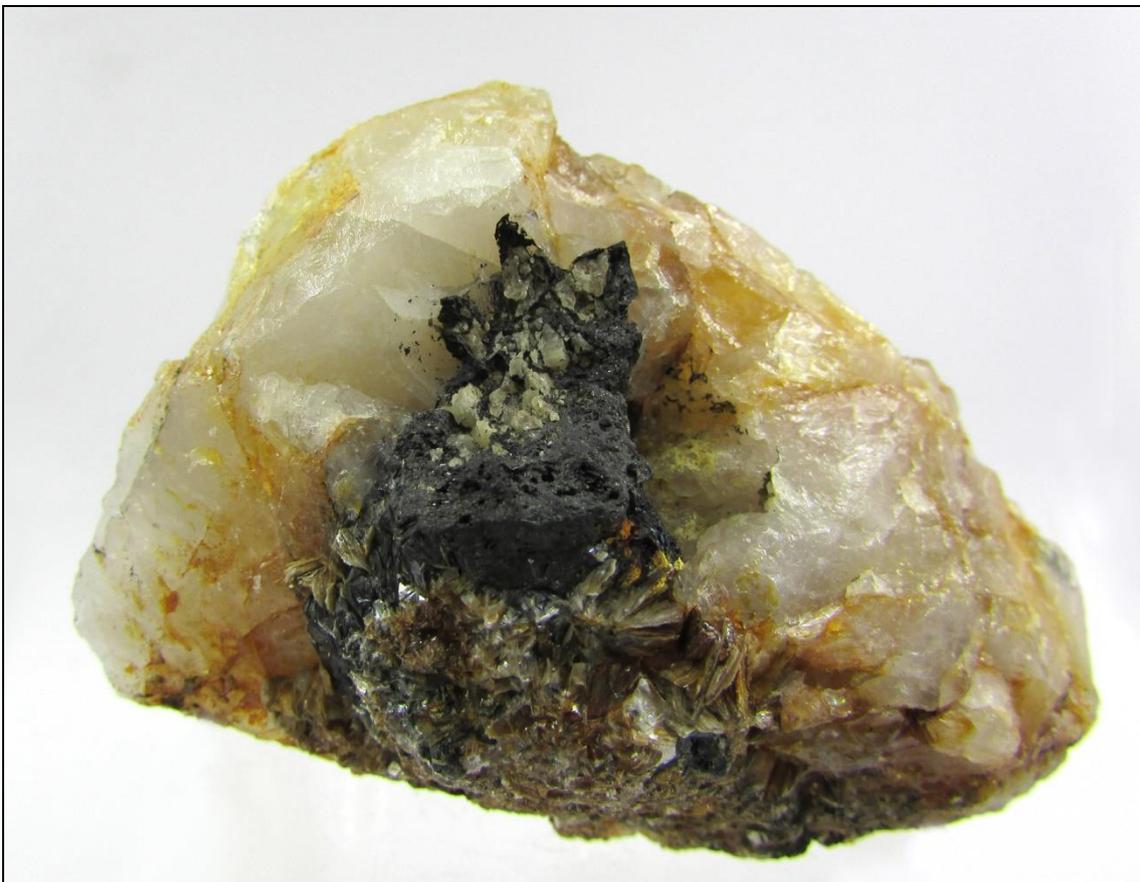


Figura 31: Filón de cuarzo (7 cm) con reinita y restos de scheelita. Mina Navalcuadro. Fotografía y colección: Santos Barrios.



Figura 32: Fragmento de un filón de cuarzo (9 cm) con un cristal de reinita (3 cm). Mina Navalcuadro, Fotografía y colección: Santos Barrios.



Figura 33: Fragmento de filón de cuarzo (2,8 cm) con reinita, ferberita pseudomórfica de scheelita. Se observan las fibras y planos característicos de la sustitución pseudomórfica. Mina Navalcuadro. Fotografía y colección: Santos Barrios.



Figura 34: Muestra de filón de cuarzo (4,8 cm) con reinita, ferberita formada a partir de scheelita. Mina Navalcuadro. Fotografía y colección: Santos Barrios.



Figura 35: Cristal parcialmente corroído de pirita de 3 cm. Mina Navalcuadro. Fotografía y colección: Santos Barrios.

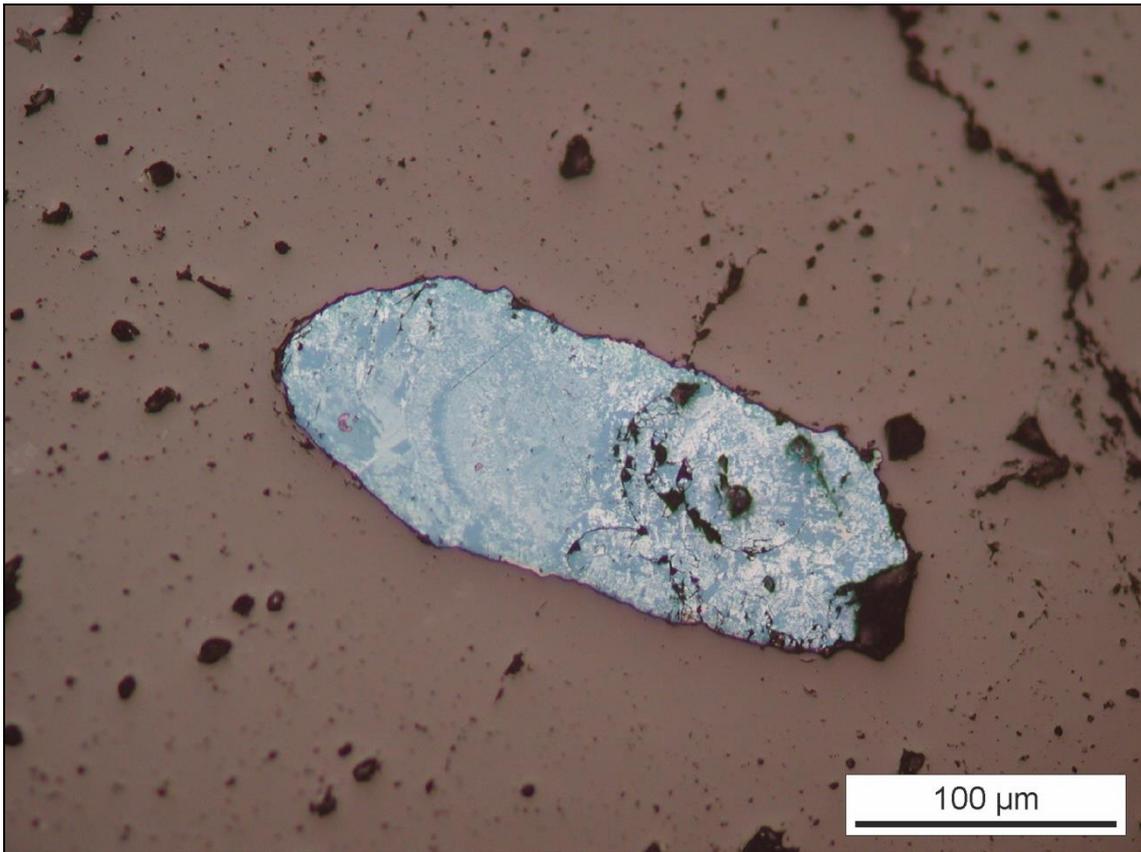


Figura 36: Covellina en cuarzo (microfotografía en luz reflejada y nícoles paralelos). Mina Navalcuadro.

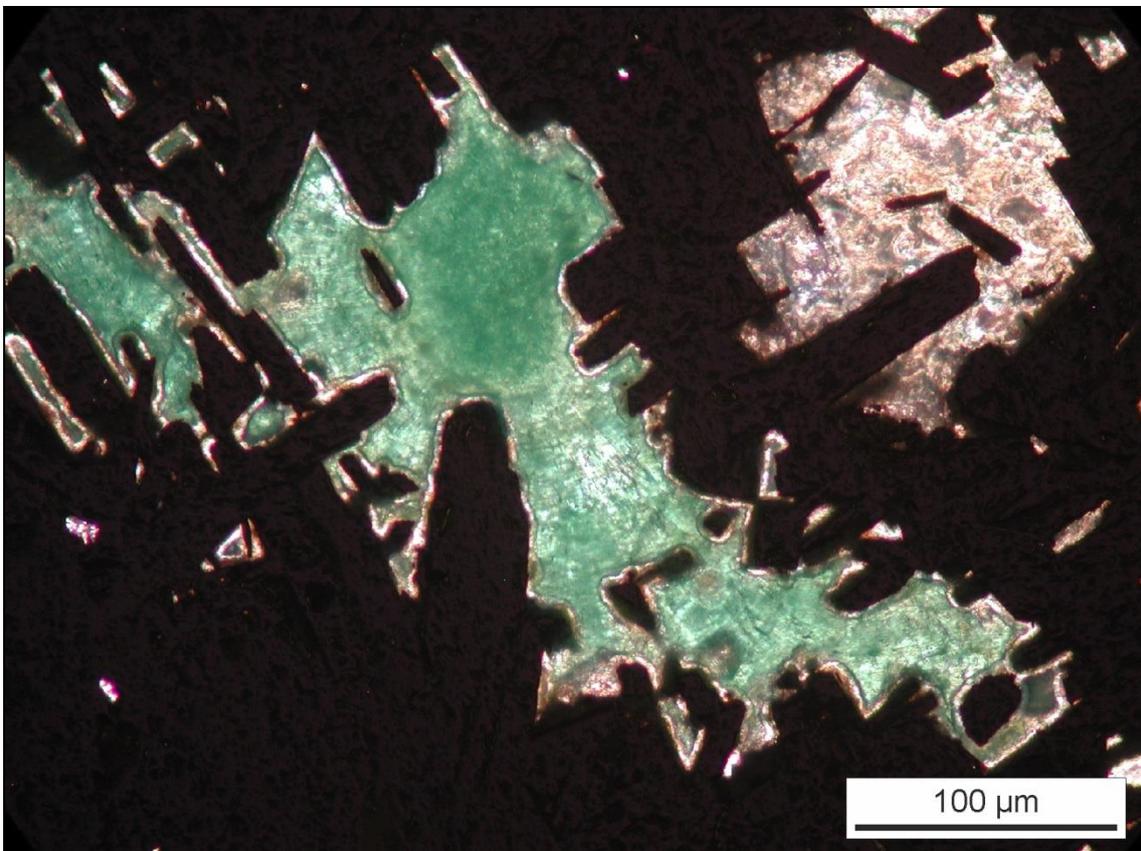


Figura 37: Malaquita rellenando espacios entre cristales de ferberita (microfotografía en luz transmitida y nícoles paralelos). Mina Navalcuadro.

Pellitero (1980) cita la presencia de casiterita en mucha menor cantidad que scheelita y ferberita, sin embargo, no se han podido recuperar muestras de este mineral en las diferentes visitas al campo realizadas para la realización de ese trabajo, ni se ha observado al microscopio.

También suelen encontrarse sulfuros, frecuentemente fracturados y deformados, principalmente pirita (Fig. 27; Tabla II, A2) que en muestra de mano alcanza incluso tamaño centimétrico (Fig. 35). También calcopirita (Fig. 20) y mucha menor cantidad de esfalerita, con exsoluciones de calcopirita y ésta, a su vez, de pirrotina, molibdenita y escasa arsenopirita (Pellitero, 1980). Otros minerales identificados son apatito, biotita y cristales de turmalina milimétricos, presentes en mayor proporción en la salbanda de moscovita.

Como minerales secundarios pueden observarse oxi-hidróxidos de hierro (Fig. 17), covellina (Fig. 36), malaquita (Figs. 37 y 38) y sericita tardía rellenando huecos y fracturas.



Figura 38. Pátina de malaquita sobre un filón de cuarzo. Mina Navalcuadro. Fotografía: Santos Barrios (2007).

Mina La Atalaya

Los comienzos de esta explotación tuvieron lugar en 1887, cuando se otorgaron 84 pertenencias de los terrenos situados en el Cerro de La Atalaya, denominándose como mina “La Carolina” (Almeida, 1999). Sin embargo, los trabajos más intensos se produjeron entre los años 40-50 del siglo XX, dando como resultado una corta principal de más de 100 m de longitud y 5 m de altura (Figs. 39-41), en cuyo fondo aparecen al menos 3 pozos tapados (Fig. 42), además de otras cortas paralelas de menor tamaño (Fig. 43), así como calicatas y pocillos para investigar depósitos eluvionares. Se han calculado 50.000 t, tanto de reservas como de producción en los filones, con unas leyes medias de 2.380 g/t de Sn e inferiores a 500 g/t de WO_3 (JCYL; 1986).



Figura 39: Interior de la corta principal de la mina La Atalaya. Fotografía: Santos Barrios (2007).



Figura 40: Fotografía desde el exterior de la corta principal de la mina La Atalaya. Se observan restos de una grúa (actualmente desaparecida) sobre un pozo tapado. Fotografía: Santos Barrios (2007).



Figura 41: Estado actual del interior de la corta principal de la mina La Atalaya. Fotografía: Jesús Alonso (2019).

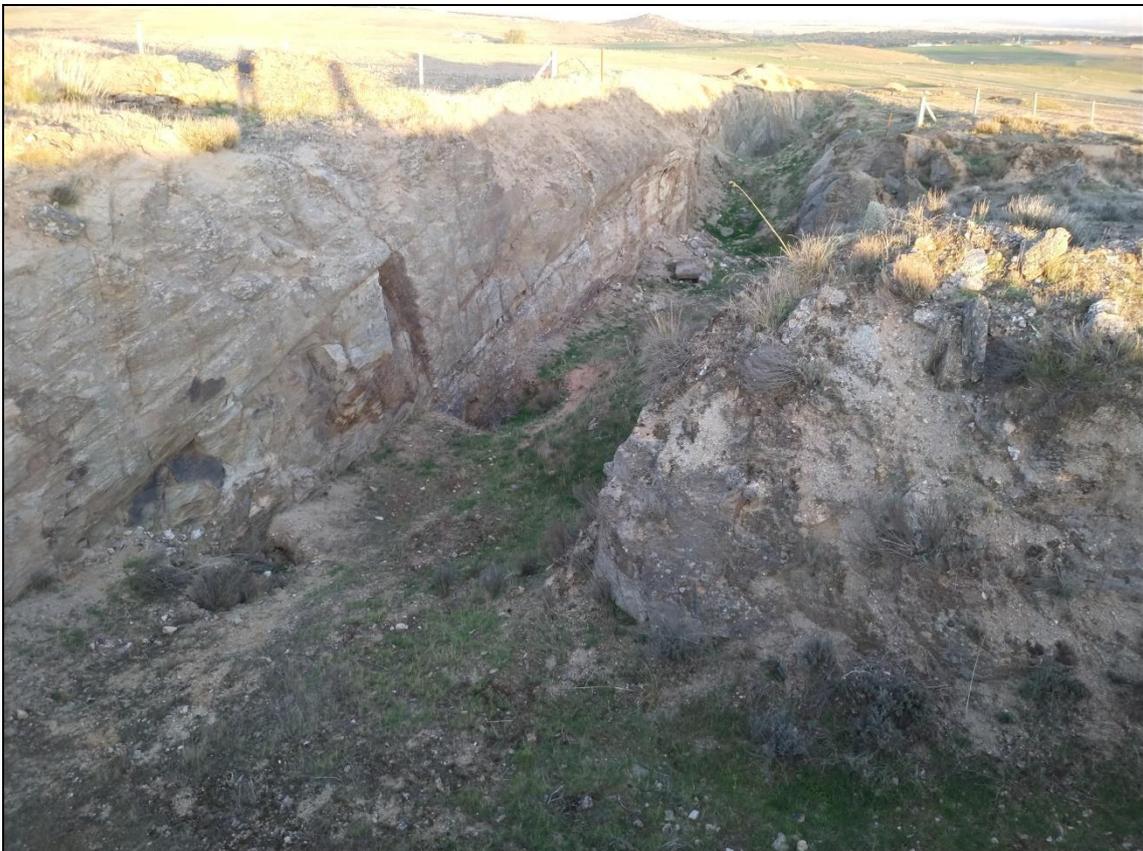


Figura 42: Fotografía del interior de la corta principal de la mina La Atalaya donde se observan 3 pozos tapados junto a la pared. Se aprecia igualmente que la grúa (Fig. 39) ha desaparecido. Fotografía: Jesús Alonso (2019).



Figura 43: *Detalle de una de las cortas de menor tamaño paralela a la principal. Se observan en la parte superior derecha la zona escombreras. Mina La Atalaya. Fotografía: Jesús Alonso (2019).*

En la década de los 80 del siglo XX se produjo el lavado de aluviones y eluviones cercanos, conservándose aún una balsa de finos y una escombrera producto de esta actividad (Fig. 44). Además de casiterita y ferberita, también se obtuvieron algunas cantidades de oro, según referencias de gente de la zona.



Figura 44: *Camino que conduce a la mina La Atalaya En la parte derecha se observan las escombreras resultado del lavado de aluviones y eluviones. Fotografía: Santos Barrios (2007).*



Figura 45: Antigua grúa, desaparecida en la actualidad, sobre un pozo tapado. Mina La Atalaya. Fotografía: Santos Barrios.

Existían, aunque muy deteriorados, restos de instalaciones tanto de las oficinas (Fig. 46), como de la planta de tratamiento y maquinaria (Figs 40, 45 y 47). Esta última ha desaparecido, como se constató en una visita reciente realizada durante el año 2019.

La mineralización consiste en haces de filones de cuarzo con W y Sn, con direcciones N110°-130° y N30°-70°, buzamiento subvertical y potencia inferior a 25 cm, emplazados en el Ortogneis de San Pelayo, afectado por una intensa greisenización y potasificación.



Figura 46: Restos de las oficinas de la mina La Atalaya. Fotografía: Santos Barrios (2007).



Figura 47: Restos de maquinaria. Mina La Atalaya. Fotografía: Santos Barrios (2007).

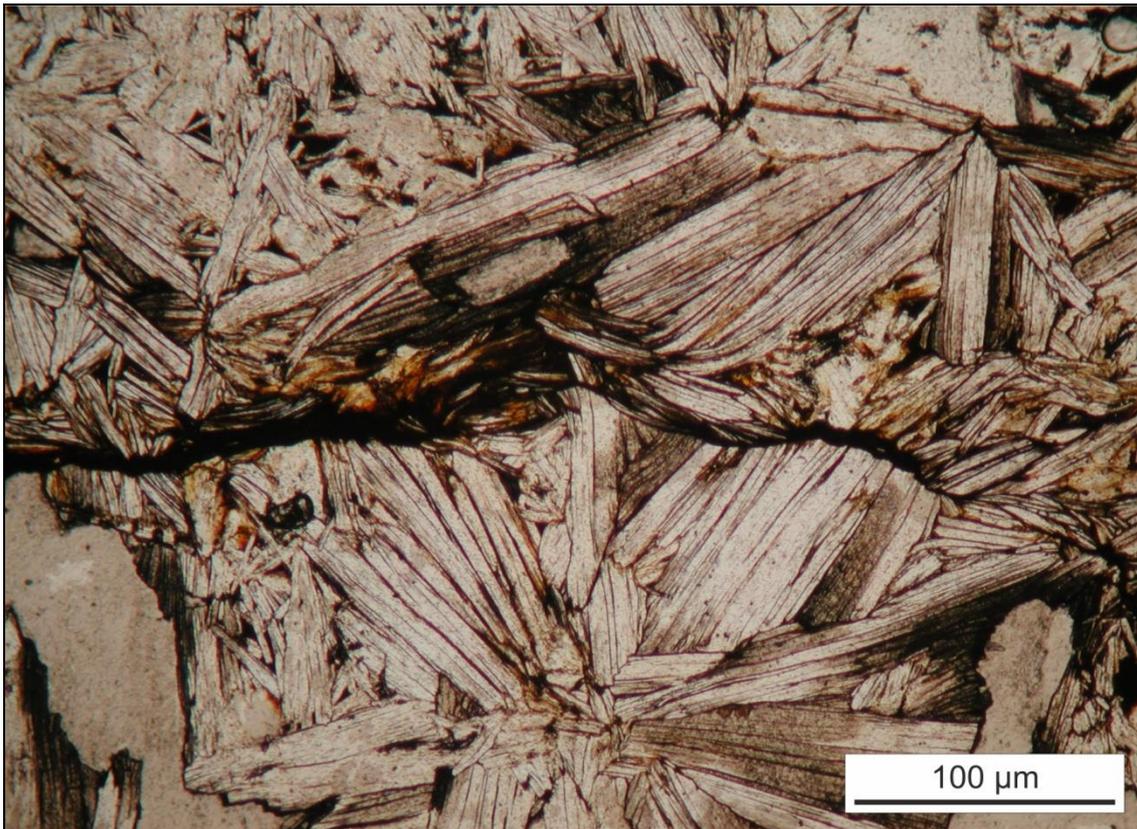


Figura 48: *Moscovita (greisen)* en las salbandas de un filón de cuarzo (microfotografía en luz transmitida y nícoles paralelos). Mina La Atalaya.

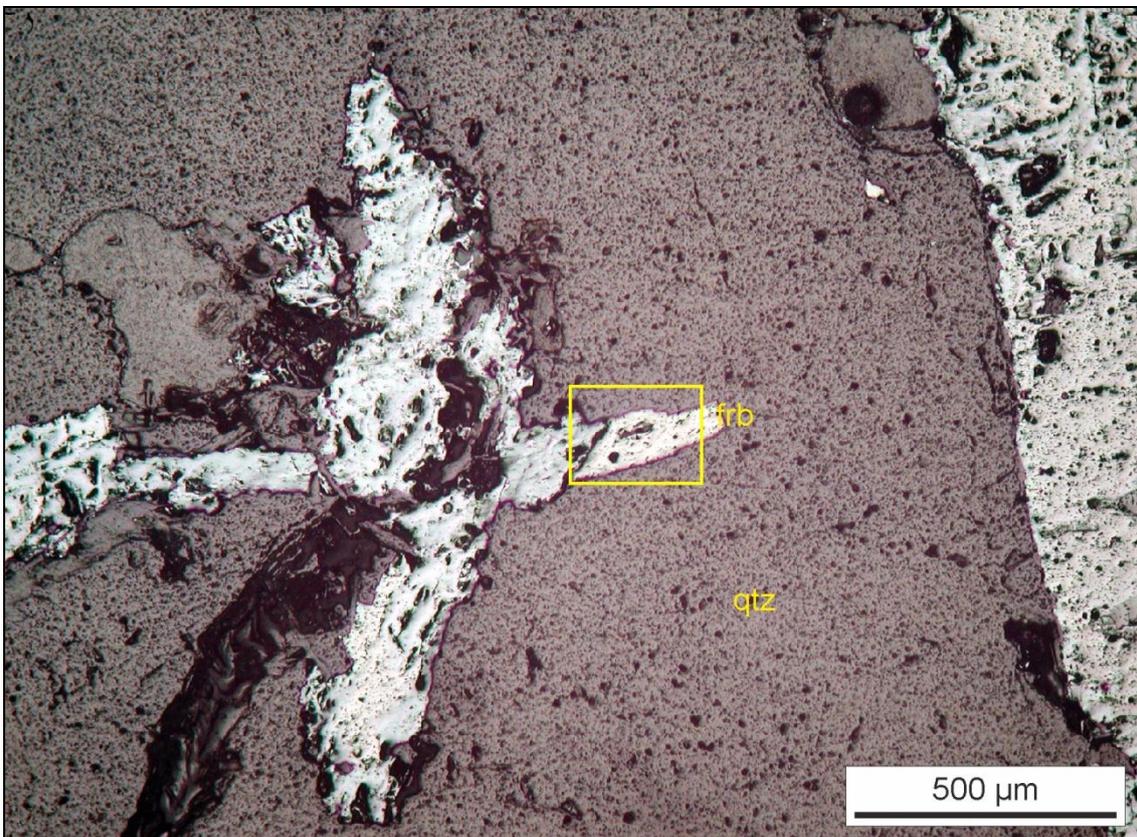


Figura 49: Cristales alargados de ferberita (Tabla II, A13) formada a partir de la alteración de scheelita (microfotografía en luz reflejada y nícoles paralelos). Mina La Atalaya. El recuadro amarillo indica el detalle la Fig. 50.

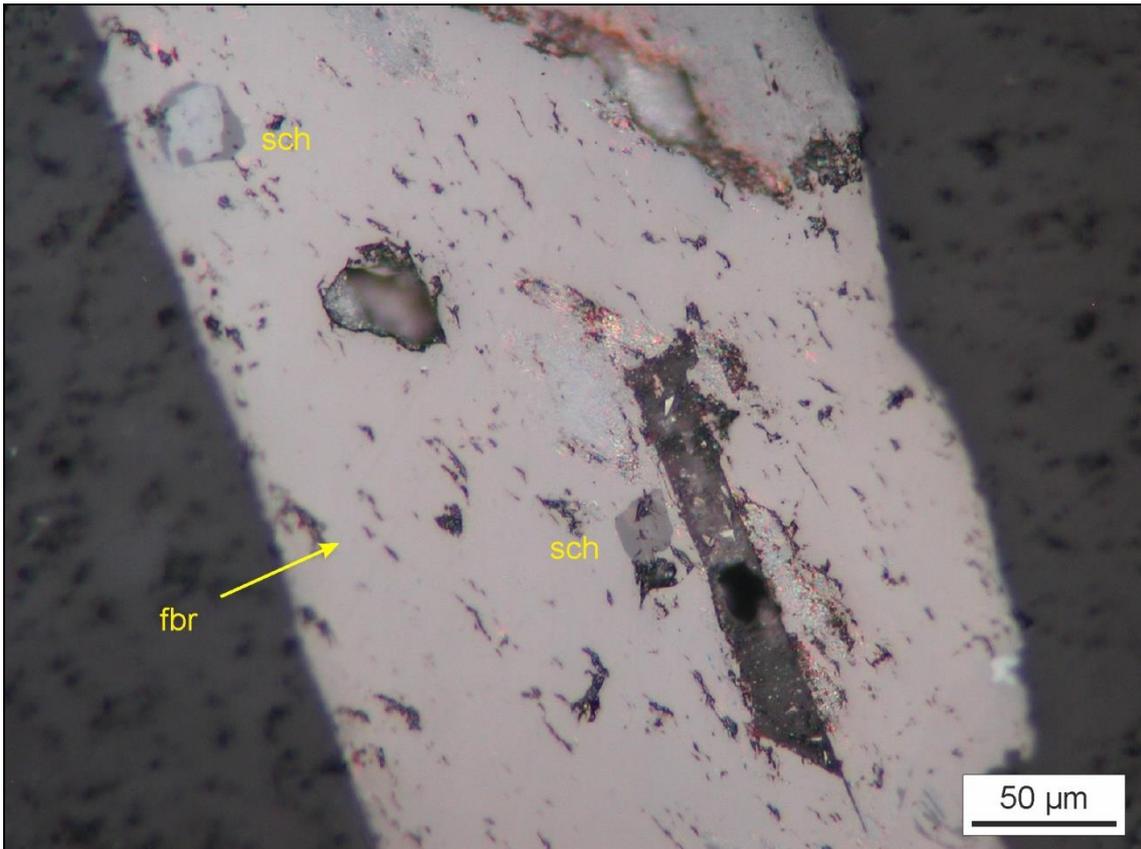


Figura 50: Detalle de la figura anterior donde se observan pequeños restos de scheelita (Tabla II, A12) en el interior de ferberita (microfotografía en luz reflejada y nícoles paralelos). Mina La Atalaya.



Figura 51: Fragmento de ferberita (2 cm) en el interior de un filón de cuarzo. Mina La Atalaya. Fotografía y colección: Santos Barrios.

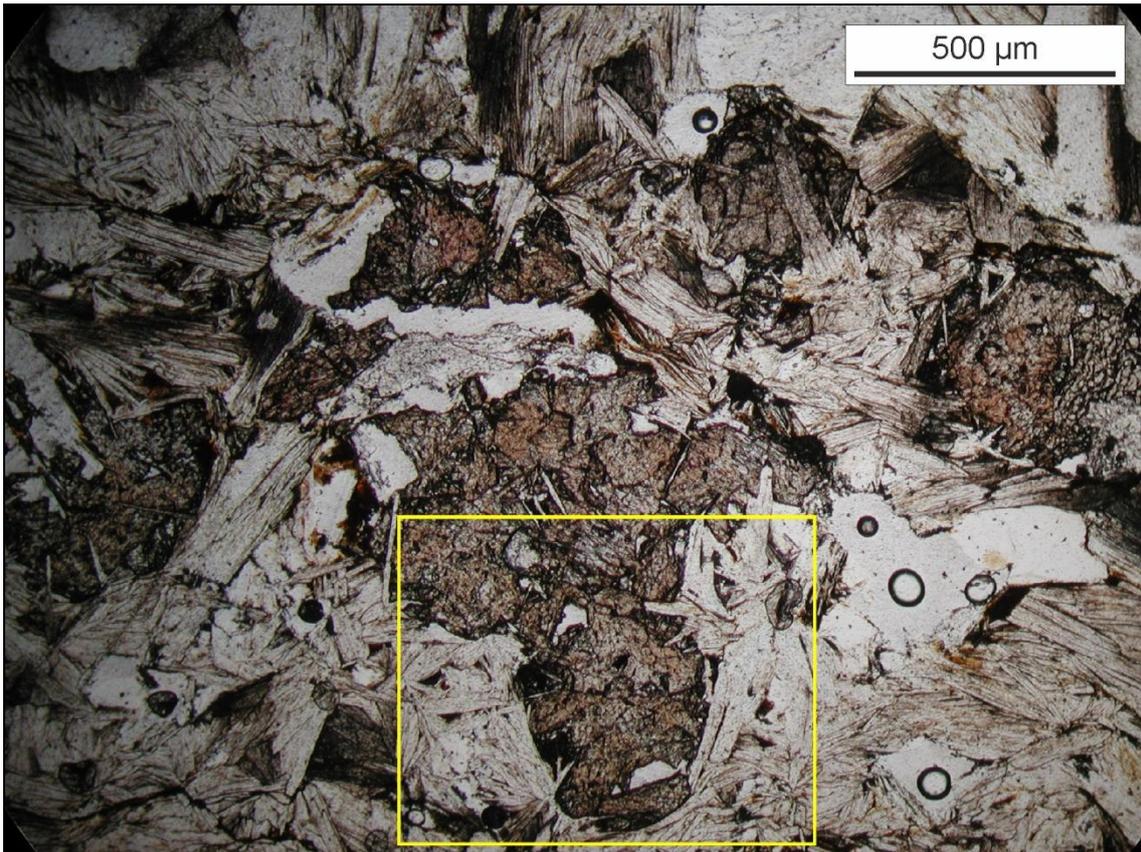


Figura 52: Cristales de casiterita en el greisen moscovítico (microfotografía en luz transmitida y nícoles paralelos). Mina La Atalaya. El recuadro amarillo indica el detalle de la Fig. 53.

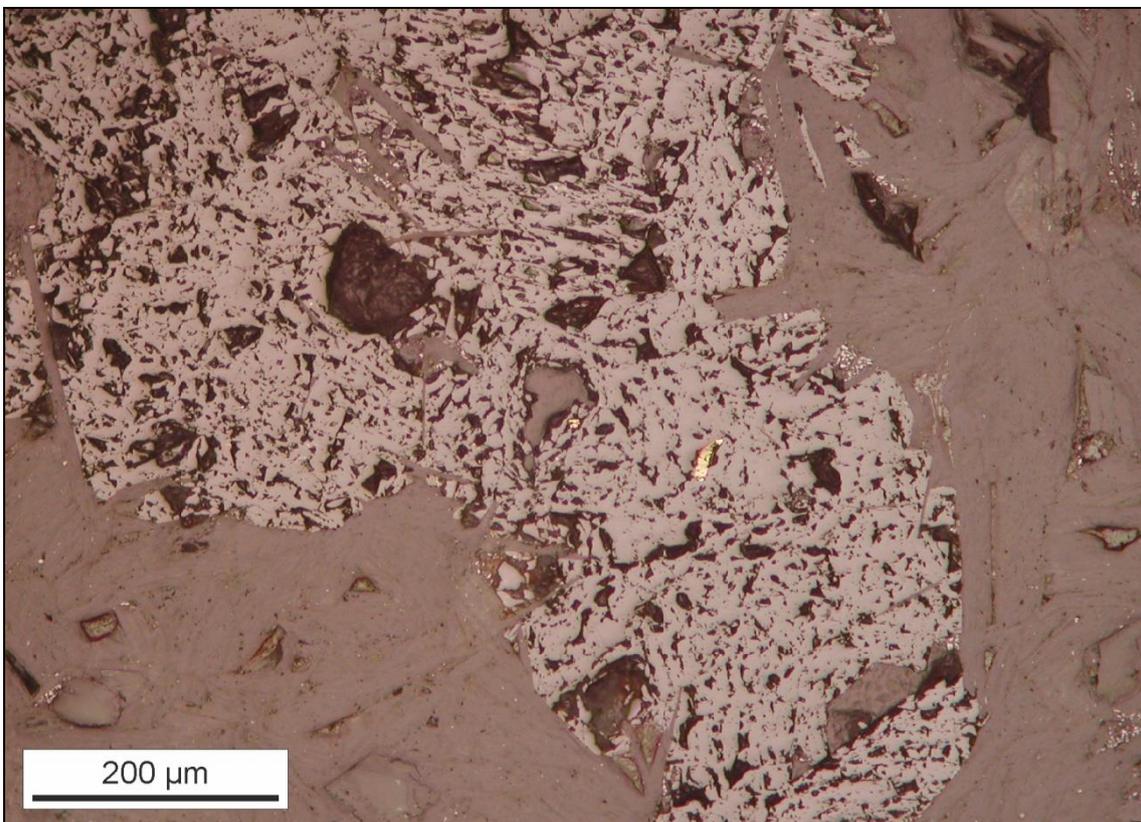


Figura 53: Detalle de la figura anterior donde se observan inclusiones de calcopirita en el interior de casiterita (microfotografía en luz reflejada y nícoles paralelos). Mina La Atalaya.

El cuarzo es alotrio e hipidiomorfo, muy deformado y fracturado, y se encuentra junto a abundante moscovita en las salbandas (Fig. 48), también alotriomorfa y de tamaño inferior a 5 mm.

En cuanto a minerales de la mena, destaca wolframita, en concreto la variedad ferberita (Tabla II, A13). Al microscopio se aprecia en cristales alotriomorfos e hipidiomorfos individuales de tamaño milimétrico y hábito acicular o prismático (Figs. 49 y 50), en ocasiones de hasta 1 cm de longitud, y constituyendo agregados de mayor tamaño. La ferberita parece haberse formado por alteración de scheelita, de forma similar a como se ha descrito en la mina Navalcuadro. Es habitual observarla junto a pequeños restos de scheelita o en forma de inclusiones (Fig. 50; Tabla II, A12), diseminada en el interior de cuarzo (Fig. 51) y en bandas paralelas a los hastiales.

La casiterita es abundante y aparece entre la moscovita del greisen, observándose alotriomorfa al microscopio (Fig. 52) y en ocasiones con inclusiones de calcopirita (Fig. 53). Se ha llevado a cabo un análisis sobre un cristal de casiterita en el que se aprecian diferentes tonalidades, correspondiendo las más claras a un mayor contenido en Te (Fig. 54; Tabla II; A10 y A11). En muestra de mano se aprecian cristales bien conformados de color negro brillante y tamaño inferior a 6 mm, pudiendo constituir grupos centimétricos (Figs. 55 y 56).

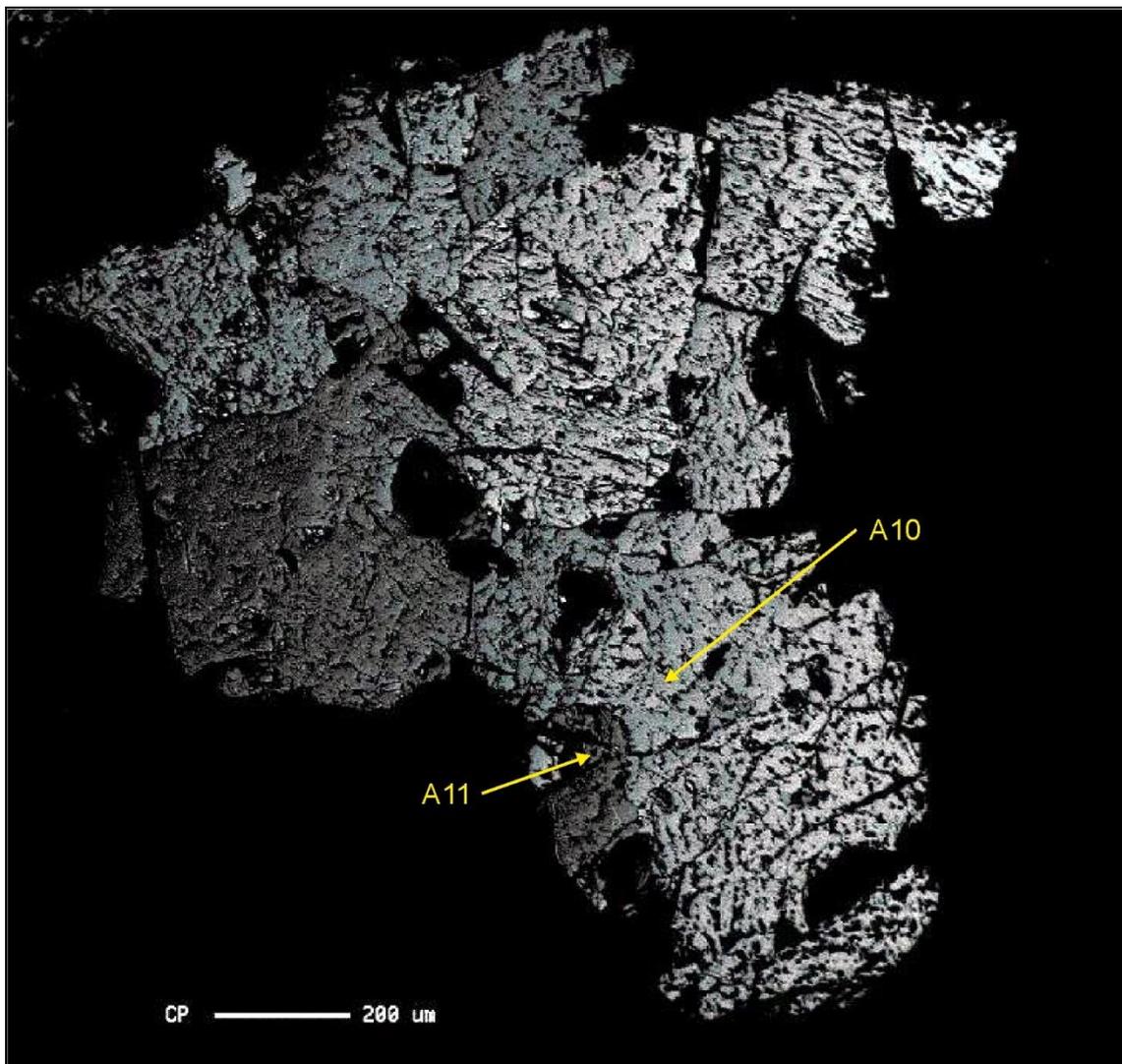


Figura 54: Imagen de electrones retrodispersados con microsonda electrónica del cristal de casiterita de la Fig. 52. Las zonas claras indican un mayor contenido de Te (Tabla II, A10 y A11). Mina La Atalaya.



Figura 55: Pequeños cristales de casiterita (2 mm) idiomorfa en un hueco en el greisen. Mina La Atalaya. Fotografía y colección: Santos Barrios.



Figura 56: Muestra (7 cm) de filón de cuarzo con casiteritas de hasta 6 mm. Se observa el greisen en las salbandas. Mina La Atalaya. Fotografía y colección: IGME.



Figura 57: Malaquita sobre cuarzo. Mina La Atalaya. Fotografía y colección: Juan Francisco García.

Otros minerales identificados son pirita alotrio-hipidiomorfa, de tamaño milimétrico y como secundarios oxi-hidróxidos de Fe muy abundantes (goethita y hematite), malaquita (Fig. 57), sericita y moscovita relleno de huecos y fracturas en el cuarzo y en la clorita.

Mina Matamala

La mina Matamala data de la década de los años 40 del siglo XX. Los trabajos consistieron en una serie de zanjas y catas que ocupaban gran extensión y en las que se calcula pudieron extraerse 25.000 t de material. Entre 1983 y 1985 se explotó de nuevo a través de dos galerías, de longitud desconocida y, además, se llevaron a cabo lavados de los aluviones del regato de la Retuerta, con unas reservas de 5.000 t. Los únicos datos de leyes que se conocen pertenecen a Sn, para el que se han calculado 755 g/t en filón y 250 g/t en aluvión (JCYL; 1986).

Durante una visita en el año 2007 se localizó una de las galerías (Figs. 58 y 59). Actualmente la entrada ha sido tapada para favorecer los trabajos agrícolas de la finca en la que se encuentra, como ha sido comprobado en una visita realizada en 2019. Asimismo, se conservan las escombreras (Figs. 60 y 61), aunque una parte de ellas se ha empleado para arreglar caminos, y restos de estructuras de la planta de machaqueo (Fig. 62).



Figura 58: *Vista general del acceso a una de las galerías de la mina Matamala.*
Fotografía: Santos Barrios (2007).



Figura 59: *Detalle de la entrada de una de las galerías de la mina Matamala,*
actualmente tapada. *Fotografía: Santos Barrios (2007).*



Figura 60: *Escombreras de la mina Matamala. Fotografía: Santos Barrios (2007).*



Figura 61: *Escombreras de la mina Matamala en la actualidad. Fotografía: Jesús Alonso (2019).*

La estructura mineralizada corresponde a filones de cuarzo con Sn y W, de potencia generalmente inferior a 15 cm, dispuestos en haces con dirección principal N120° y buzamiento subvertical, que definen incluso bandas mineralizadas superiores a 700 m (JCYL, 1986). Estos filones encajan en el Ortogneis de San Pelayo, sobre el que se ha desarrollado una intensa greisenización, y en esquistos de la Formación Monterrubio.

El cuarzo, alotriomorfo e hipidiomorfo, está muy fracturado y deformado, con una evidente extinción ondulante visible al microscopio. Hacia las salbandas se concentra abundante moscovita, también alotriomorfa y de tamaño inferior a 5 mm.



Figura 62: *Escombreras y restos de las estructuras para colocación de maquinaria en la mina Matamala Fotografía: Santos Barrios (2007).*

La ferberita es el mineral principal de la mena, que en muestra de mano presenta color negro y brillo metálico. Aparece en cristales alotriomorfos e hipidiomorfos de tamaño centimétrico, de hasta unos 3 cm (Fig. 63), y en agregados prismáticos (Fig. 64). Al contrario que en las explotaciones anteriormente mencionadas, no se han encontrado evidencias de la presencia de scheelita.

En las diferentes visitas llevadas a cabo a la mina no ha sido posible observar casiterita, pero ha sido descrita en trabajos previos, en forma de pequeños cristales milimétricos bien formados, diseminados en el cuarzo filoniano o hacia los hastiales (JCYL, 1986).

Otros minerales identificados al microscopio en el interior de cuarzo son sulfuros: piritita (Tabla II, A4), calcopiritita (Tabla II, A5) y esfalerita (Tabla II, A3), de pequeño tamaño, alotrio-hipidiomorfos y muy fracturados (Fig. 65). También ha sido observado un mineral que no ha podido identificarse ni por sus características ópticas al microscopio, ni por sus contenidos elementales porcentuales mediante análisis en microsonda electrónica. Se trataría de un sulfuro de Cu y Cd, cuya fórmula química no coincide con ningún mineral conocido (Fig. 65; Tabla II, A6).



Figura 63

*Ferberita en cuarzo (3,5 cm) de la mina Matamala.
Fotografía y colección: Juan Francisco García.*



Figura 64

*Filón (5 cm) procedente de la mina Matamala, formado prácticamente en su totalidad por ferberita prismática.
Fotografía y colección: Juan Francisco García.*

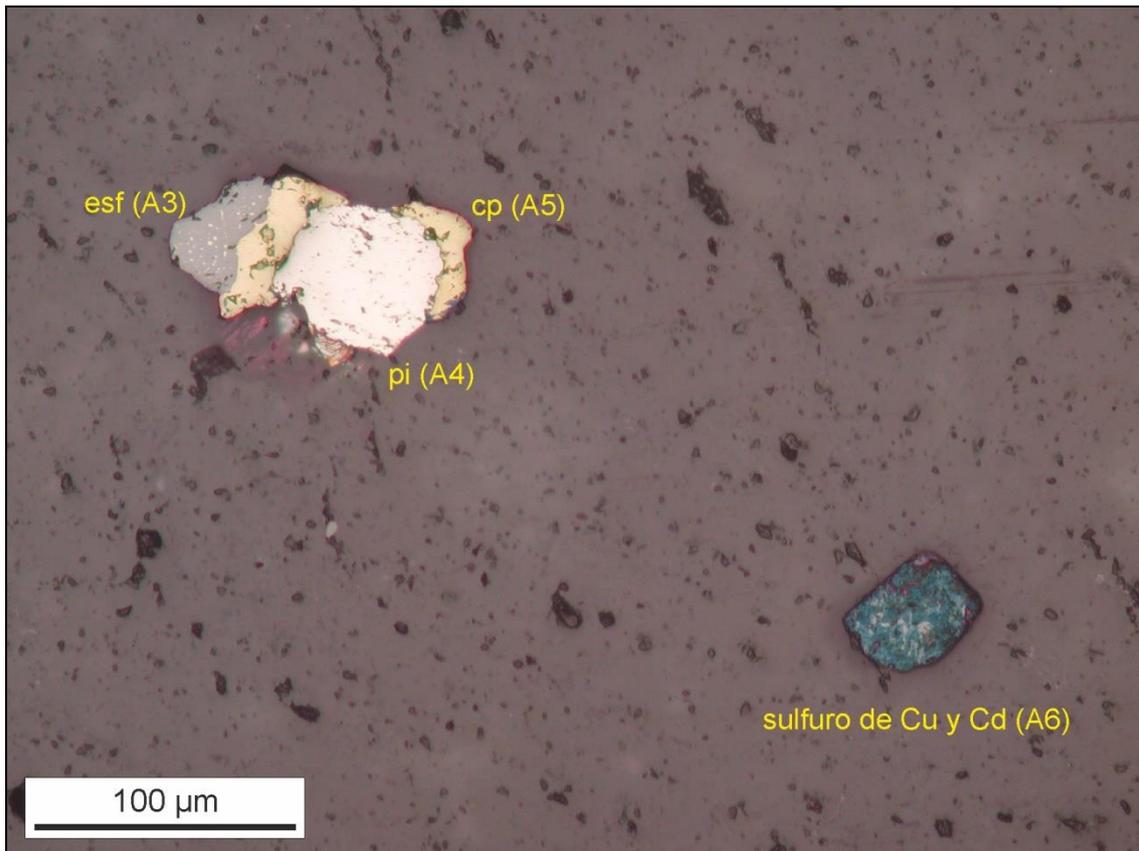


Figura 65: Cuarzo con inclusiones de pirita (pi), calcopirita (cp) y esfalerita (esf), que a su vez contiene inclusiones de calcopirita. Además, se ha analizado un sulfuro de Cu y Cd, que no ha podido ser identificado (Tabla II; microfotografía en luz reflejada y nícoles paralelos). Mina Matamala.

Los minerales de alteración son principalmente oxi-hidróxidos de hierro, covellina y sericita, rellenando fracturas.

Otras labores

El resto de labores con filones de Sn-W son Martinamor (1), el Nevazo (6) y Regato de las Pocilgas (11) (JCYL, 1986), aunque durante los trabajos de campo únicamente fue reconocida wolframita en el Regato de las Pocilgas y El Nevazo.

Los filones fueron explotados durante los años 40-50 del siglo XX por medio de cortas, zanjas y pocillos. En Martinamor, las labores se encuentran dispersas en un área de 400 x 120 m (Figs 66-68). En el área del Regato de las Pocilgas destaca el gran número de zanjas paralelas (Fig. 69), de aproximadamente 2 m de longitud y hasta 2 m de profundidad (Fig. 70), y pocillos de prospección. El Nevazo estaba formado por 4 zanjas, la principal de 200 m de longitud (Fig. 71) y el resto inferiores a 60 m (Fig. 72), junto a pequeñas labores de prospección.

El encajante es el Granito de Martinamor (Fig. 73) que presenta, entre otras alteraciones, greisenización y potasificación. Existe también una etapa tardía de turmalinización hacia los hastiales con desarrollo de masas de turmalina de entre 0,5 y 1 cm de espesor (foto 74). También se observan esquistos de la Formación Monterrubio en El Nevazo y en el Regato de las Pocilgas.

Los filones se disponen en haces con direcciones principales N120°-135° y N80° en el Nevazo, N0°-20° en Martinamor y N20°-30° en el Regato de las Pocilgas, todos con buzamiento subvertical. Las potencias son centimétricas, generalmente inferiores a 15 cm, aunque pueden alcanzar los 20-25 cm, como en el indicio de Martinamor.



Figura 66: *Aspecto general de los trabajos de explotación en Martinamor. Fotografía: Santos Barrios (2007).*



Figura 67: *Labor minera de Martinamor. Fotografía: Santos Barrios (2007).*



Figura 68. Ejemplos de catas y pocillos dispersos en Martinamor. Fotografía: Santos Barrios (2007).



Figura 69. Zanjas paralelas en el Regato de las Pocilgas. Fotografía: Santos Barrios (2007).



Figura 70: Detalle de una de las zanjas de mayor entidad en la zona del Regato de las Pocilgas. Fotografía: Santos Barrios (2007).



Figura 71: Zanja principal de las labores de El Nevazo. Fotografía: Santos Barrios (2007).



Figura 72: Zanja de 60 m situada al NO de la labor principal de El Nevazo. Fotografía: Santos Barrios (2007).



Figura 73: Granito de Martinamor con filones de cuarzo estériles. Fotografía: Santos Barrios (2007).



Figura 74: Filones de cuarzo ($N10^\circ$) que han producido turmalinización en el Granito de Martinamor. Se aprecia también una pegmatita ($N110^\circ$). Mina Martinamor. Fotografía: Santos Barrios (2007).

El cuarzo es alotriomorfo e hipidiomorfo y está muy deformado y fracturado. Únicamente en El Nevazo ha sido recuperado un bonito cristal completo de cuarzo flotante, ligeramente ahumado, de 8 cm de longitud (Fig. 75). Se aprecia abundante moscovita en las salbandas, también alotriomorfa y de tamaño inferior a 5 mm. Se ha identificado además apatito y biotita y, en el caso de Martinamor, también turmalina.

La wolframita, concretamente ferberita, ha sido reconocida en El Nevazo y en el Regato de las Pocilgas, en forma de cristales alotriomorfos e hipidiomorfos individuales (Fig. 76), diseminada en el cuarzo, preferentemente hacia el centro de los filones hasta con un 1 cm de longitud y en agregados milimétricos.

La casiterita se presenta de color negro brillante, alotriomorfa a idiomorfa, de forma individual con tamaño inferior a 1 mm o formando grupos de tamaño milimétrico (JCYL, 1986). Durante los trabajos de campo la casiterita no ha sido reconocida en estas labores.

Otros minerales metálicos son sulfuros que aparecen en cristales alotrio-hipidiomorfos de tamaño milimétrico, principalmente pirita y calcopirita, y también arsenopirita, sobre todo en el Regato de las Pocilgas.

Dentro de los minerales supergénicos, predominan los óxi-hidróxidos de Fe, además de malaquita (El Nevazo), escorodita (Regato de las Pocilgas), clorita y sericita (Martinamor, El Nevazo), ésta última presente en la salbanda o rellenando huecos y fracturas en el cuarzo.



Figura 75
*Cuarzo biterminado (7,2 cm) y ligeramente ahumado procedente de la mina El Nevazo.
Fotografía y colección: Santos Barrios (2007).*

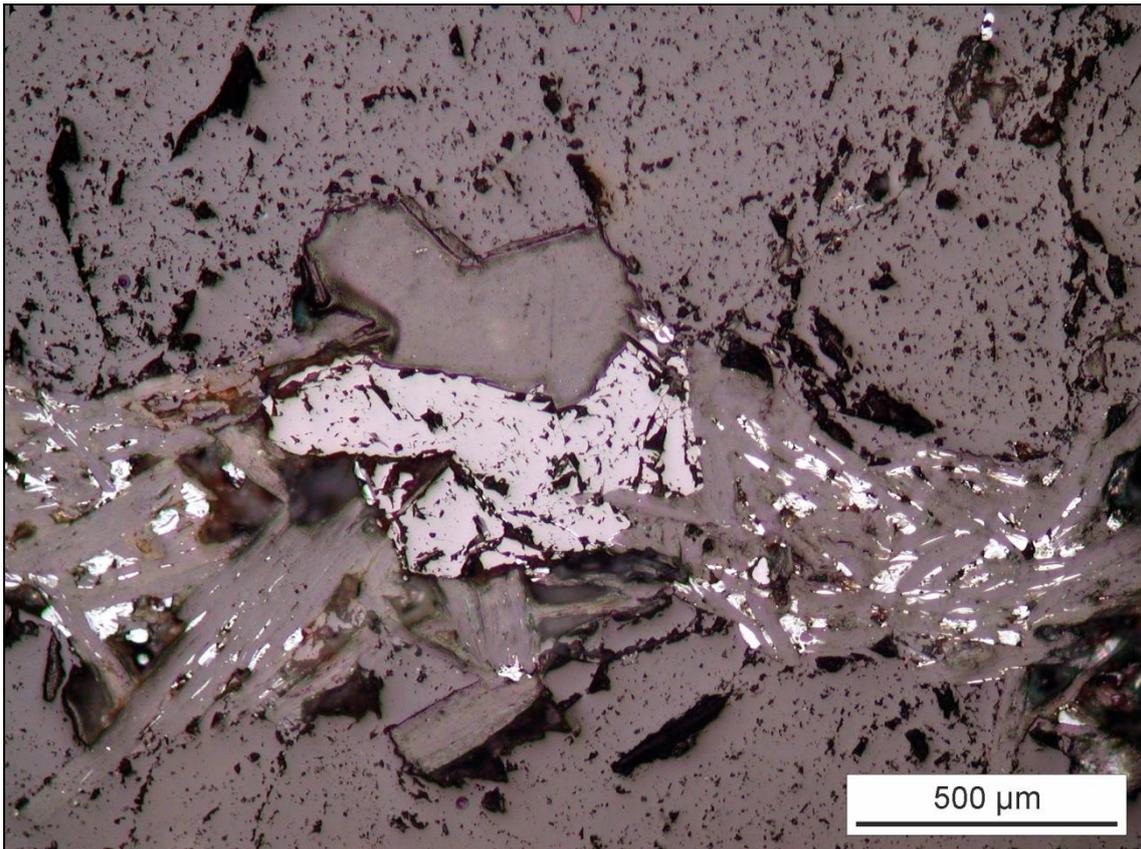


Figura 76: *Ferberita en cuarzo junto a moscovita (microfotografía en luz reflejada y nícoles paralelos). Mina Regato de las Pocilgas.*

Filones de cuarzo-Sn

Las mineralizaciones de Sn se encuentran en los indicios de Los Casares (3), La Serrada (10), Arroyo de Valle Largo (13) y Pozo del Estañó (15). Se trataría de mineralizaciones de tipo A₁₁ (Gonzalo y Gracia, 1985), es decir, filones de cuarzo individualizados en los que la casiterita se presenta como principal mineral. Al igual que la mayoría de explotaciones de la zona los trabajos tuvieron lugar entre los años 40 y 50 del siglo XX (La Serrada, Pozo del Estañó), siendo nuevamente trabajados e investigados en la década de los 80 y abriéndose nuevas minas (Arroyo de Valle Largo, Los Casares).

La explotación en Los Casares consistió en el lavado de sedimentos y en la extracción de filones superficiales, hasta una profundidad de 2 m, por medio de una corta junto a un par de zanjas aisladas (Figs. 77 y 78). La Serrada contaba con un pozo de más de 25 m de profundidad y una zanja de más de 30 m de longitud actualmente tapados (JCYL; 1986). En el indicio de Arroyo de Valle Largo se aprecia una corta principal de 60 x 4-5 x 3 m (Figs. 79 y 80) y otras dos zanjas más pequeñas al NE, en las que se extrajeron 2.000 t de material con leyes inferiores a 500 g/t (JCYL, 1986). Se aprecian restos de la escombrera para las que se han calculado 750 m³ (JCYL, 1986) y de la zona de tratamiento del mineral (Fig. 81). Por último, la mina del Pozo del Estañó presenta zanjas en la dirección de un gran "sierro" de cuarzo sobre el que también se han excavado tres pozos (Figs. 82-84) con galerías, y de la que se conserva un gran volumen de escombrera (Fig. 85).

El encajante en todos los casos son esquistos de la Formación Monterrubio, aunque pueden encontrarse en el Granito de Martinamor (Los Casares, Arroyo de Valle Largo). Ambos materiales muestran alteraciones como potasificación (Arroyo de Valle Largo y en La Serrada; JCYL, 1986), greisenización (muy intensa en Los Casares), turmalinización y silicificación (Pozo del Estañó).



Figura 77: Mina Los Casares, donde se observa el vaciado llevado a cabo para el lavado de eluviones y extracción de filones superficiales. Fotografía: Santos Barrios (2007).



Figura 78: Mina Los Casares. Se observa al fondo el talud generado al retirar el material eluvionar y en primer plano una zanja para la extracción de filones de cuarzo mineralizados. Fotografía: Santos Barrios (2007).



Figura 79: Aspecto actual de la corta de la mina Arroyo de Valle Largo. Fotografía: Juan Francisco García (2017).



Figura 80: Otra vista de la explotación de la mina Arroyo de Valle Largo donde se aprecian afloramientos de pizarras del CEG. Fotografía: Juan Francisco García (2017).

En Los Casares y Arroyo de Valle Largo, los filones son paralelos a las direcciones $N116^\circ$ /subvertical y $N78^\circ/62^\circ$ SO respectivamente, con potencias centimétricas, entre 2 y 10 cm para el primero y hasta de 20 cm para el segundo. Por otro lado, en el Pozo del Estañó, el “sierro” de cuarzo presenta direcciones entre $N30^\circ-60^\circ$ y buzamiento subvertical, longitud superior a 150 m y potencia entre 1,5 y 3 m, junto a otros más pequeños de entre 10 y 15 cm de potencia. No se han obtenido datos de La Serrada al ser labores de interior, actualmente inaccesibles.

El cuarzo es lechoso, deformado, varía de alotriomorfo a idiomorfo y se presenta en cristales de hasta 1 cm (Arroyo de Valle Largo). En menor cantidad se encuentra moscovita, generalmente alotriomorfa, en tamaño inferior a 1 cm y dispuesta hacia las salbandas. Tan solo en el Arroyo de Valle Largo se ha observado turmalina, hipidiomorfa y de tamaño milimétrico.



Figura 81: Restos de la zona de tratamiento de mineral en la mina Arroyo de Valle Largo.
Fotografía: Santos Barrios (2007).



Figura 82: Primer pozo de la mina Pozo del Estañó situado en el extremo NE das las labores.
Fotografía: Santos Barrios (2007).



Figura 83: Segundo pozo, excavado en el "sierra" de cuarzo, situado en la parte central de las labores de la mina Pozo del Estaño. Fotografía: Santos Barrios (2007).



Figura 84: Tercer pozo, excavado en el "sierra" de cuarzo, situado en la parte SO de las labores de la mina Pozo del Estaño. Fotografía: Santos Barrios (2007).



Figura 85: *Escombreras de la mina Pozo del Estañó. Fotografía: Santos Barrios (2007).*



Figura 86: *Muestra de 4 cm con cristales milimétricos de casiterita en cuarzo filoniano. Se observa el encajante granítico fuertemente greisenizado. Fotografía y colección: Santos Barrios.*

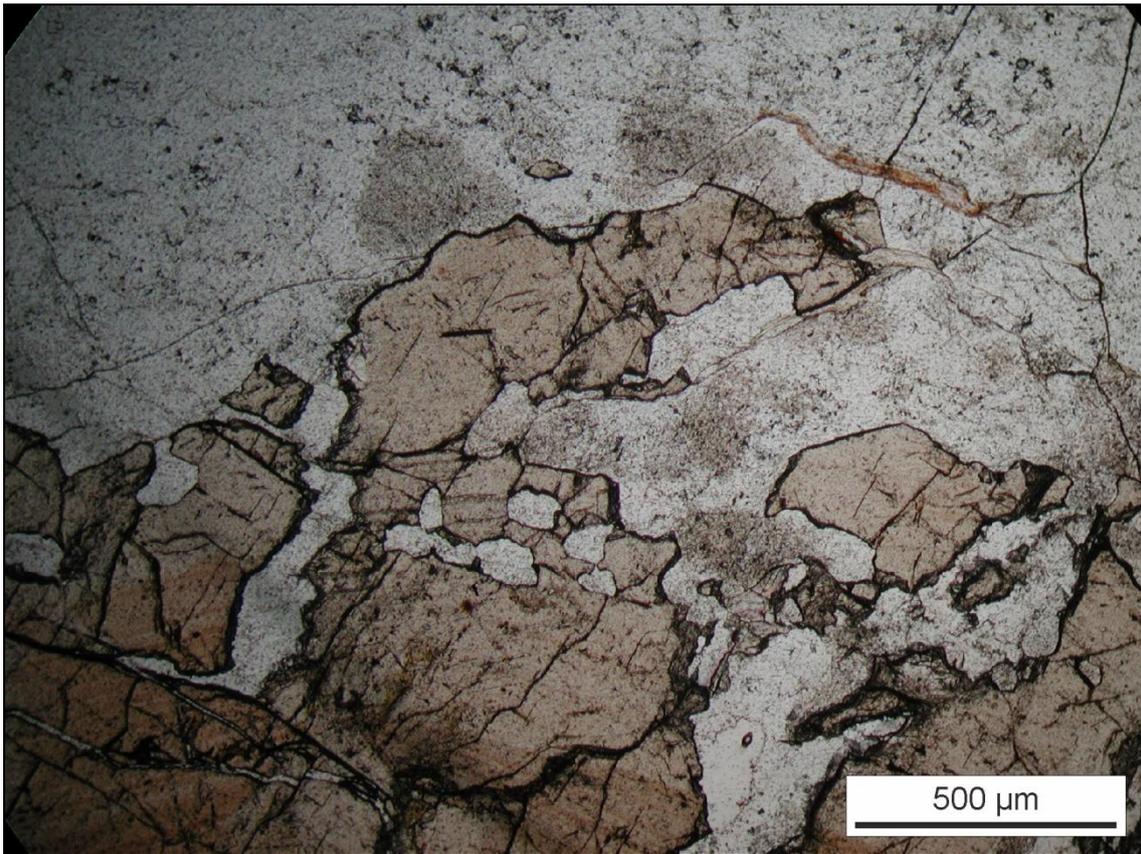


Figura 87: *Casiterita* fracturada en el interior de cuarzo filoniano procedente de la mina Arroyo de Valle Largo (microfotografía en luz transmitida y nícoles paralelos).

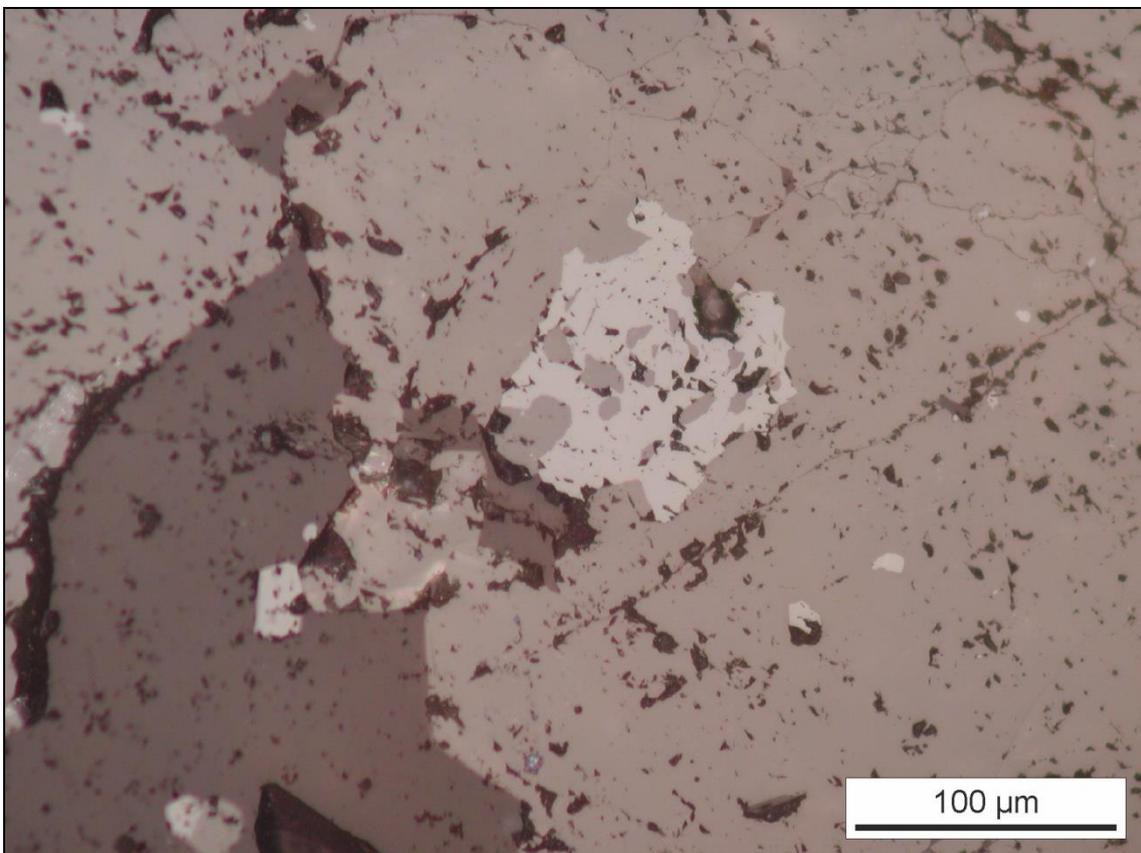


Figura 88: Inclusiones de posibles niobotantalatos (gris claro) en casiterita procedente de la mina Arroyo de Valle Largo (microfotografía en luz reflejada y nícoles paralelos).



Figura 89: Filón de cuarzo (6 cm) con casiterita (2 cm) procedente de la mina Arroyo de Valle Largo. Fotografía y colección: IGME.

La casiterita en los Casares se observa entre la abundante moscovita de las salbandas en cristales alotrio-idiomorfos aislados de hasta 3 mm o formando grupos (Fig. 86). En el Arroyo de Valle Largo aparece en el interior del cuarzo, con morfología de alotriomorfa a idiomorfa (Fig. 87), con zonados marcados y abundantes inclusiones de minerales alotriomorfos que pueden corresponder a niobo-tantalatos formados por exsolución (Fig. 88). Pueden superar 1 cm de longitud y constituir grupos de hasta 3 cm, con color pardo-rojizo (Fig. 89).

En el Pozo del Estañó se ha identificado arsenopirita muy abundante y pirita en cristales milimétricos alotrio e hipidiomorfos y en Arroyo de Valle Largo, pirita y esfalerita en cristales milimétricos alotrio-hipidiomorfos, esta última formando masas de hasta 8 cm (Fig. 90). En el resto de labores no se han observado sulfuros, aunque se cita pirita en La Serrada (JCYL, 1986).

Por último y como parte de los minerales supergénicos, en los tres indicios se encuentra sericita en rellenando huecos y fracturas en el cuarzo y oxi-hidróxidos de hierro, además de escorodita en el Pozo del Estañó y malaquita en Los Casares.



Figura 90: *Esfalerita masiva junto a cuarzo filoniano procedente de la mina Arroyo de Valle Largo. Fotografía y colección: Juan Francisco García.*

Filonos de W

Los indicios con mineralizaciones de W, tanto de wolframita como scheelita, son La Benita (2), La Atalaya II (5), Cerro de la Ventosa (8), La Ventosa (9) y Cerro de San Pelayo (14), siendo esta última la explotación más importante desde el punto de vista del tamaño de las labores y la mineralogía identificada.

Cerro de San Pelayo

Esta mina fue explotada durante la década de los 50 del siglo XX. Los trabajos consistieron en una corta principal de más de 90 m de longitud, entre 5-7 m de ancho y más de 15 m de profundidad sobre un "sierro" de cuarzo (Figs. 91-93), en el que además se realizaron cuatro pozos de profundidad desconocida (Fig. 94) con galerías (Figs. 95 y 96), de donde se calcula que se extrajeron 5.000 t de material (JCYL, 1986). Durante los trabajos de campo, se ha reconocido en el extremo NO un emplazamiento para la realización de sondeos llevados a cabo durante una investigación reciente.

El "sierro" muestra una dirección N125°/85°SO, más de 300 m de longitud y 7 m de potencia. Paralelo a éste, en el hastial S, también aparecen una serie de filones de cuarzo de menor entidad. Los filones encajan en el Ortogneis de San Pelayo que se encuentra fuertemente greisenizado y silicificado.



Figura 91: Inicio de la corta de la mina Cerro de San Pelayo. Se observa en primer plano parte de la escombrera donde predominan los cantos de cuarzo procedentes del "sierro". Fotografía: Santos Barrios (2007).



Figura 92: Vista de la corta desde la parte alta de la mina Cerro de San Pelayo. Fotografía: Santos Barrios (2007).



Figura 93

*Otro detalle desde el interior de la corta de la mina Cerro de San Pelayo.
Fotografía: Santos Barrios (2007).*



Figura 94: Imagen de uno de los pozos con acceso a una galería. Mina Cerro de San Pelayo. Fotografía: Santos Barrios (2007).



Figura 95: Brocal del pozo principal desde el interior de la mina Cerro de San Pelayo. Fotografía: Carlos González Bargeño (2020).



Figura 96: Luz exterior desde galería del 2º nivel de la mina Cerro de San Pelayo. Fotografía: Carlos González Bargeño (2020).

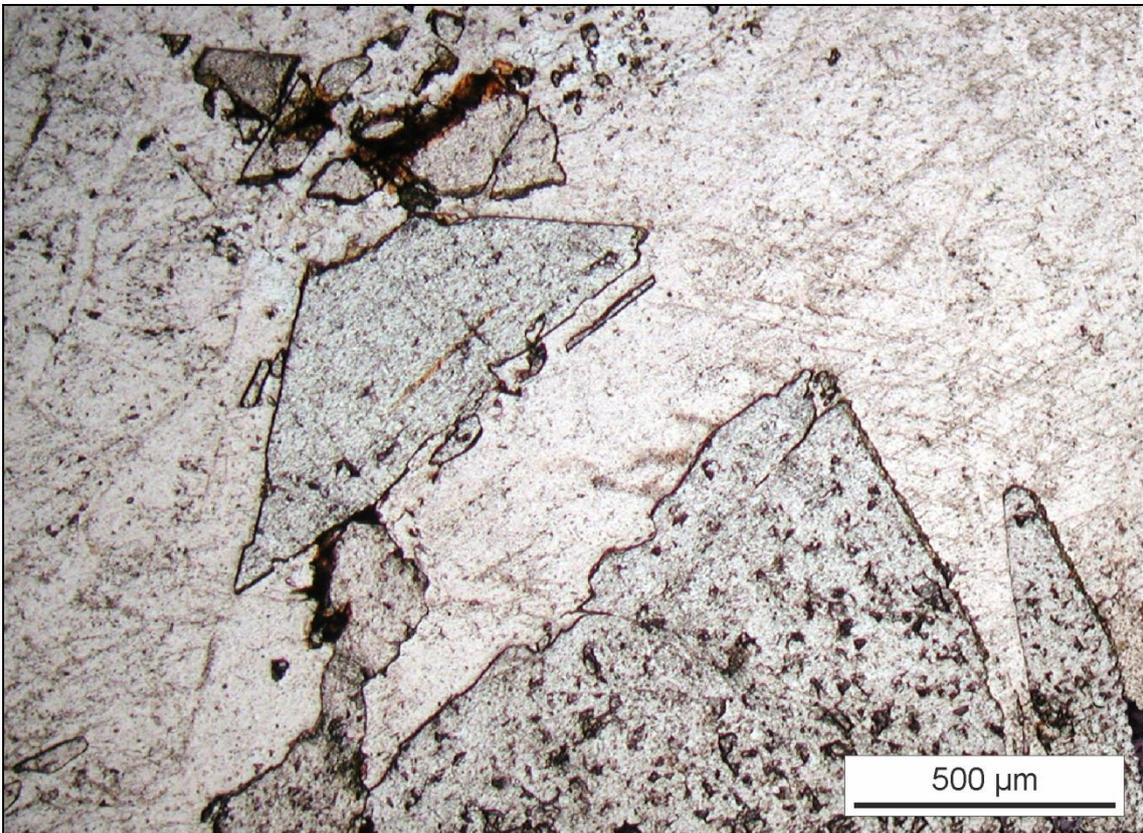


Figura 97: Scheelita (Tabla II, A15) fracturada en el interior del cuarzo (microfotografía en luz transmitida y nícoles paralelos). Mina Cerro de San Pelayo.

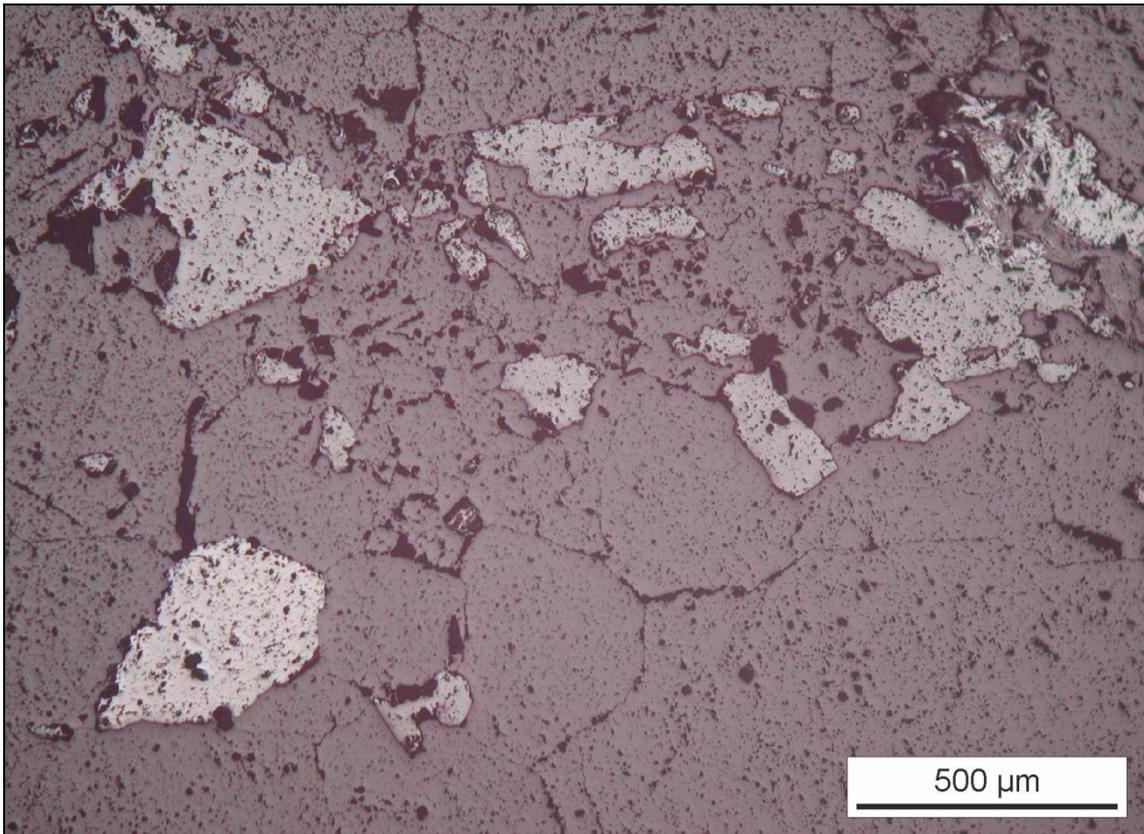


Figura 98: Scheelita diseminada en el cuarzo (microfotografía en luz reflejada y nícoles paralelos). Mina Cerro de San Pelayo.

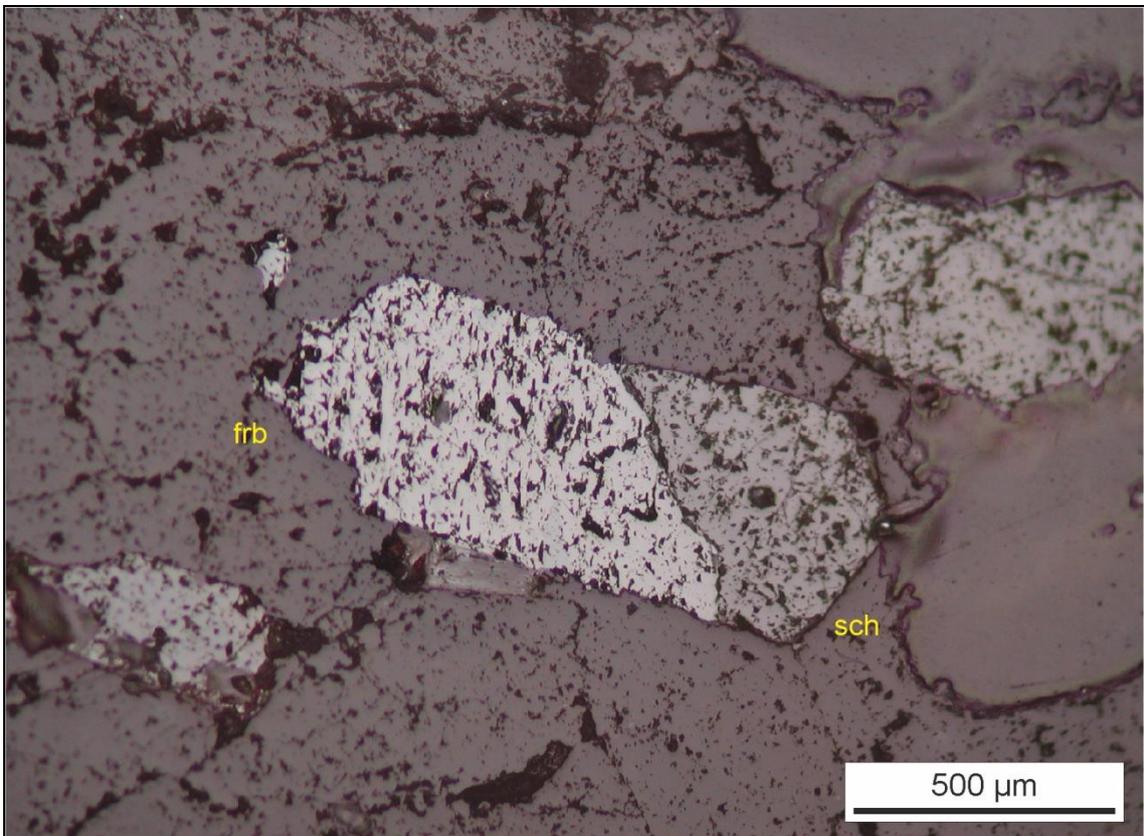


Figura 99: Cristal de scheelita (sch) idiomorfo sustituido parcialmente por ferberita (fbr, reinita) en el interior de cuarzo (microfotografía en luz reflejada y nícoles paralelos). Mina Cerro de San Pelayo.

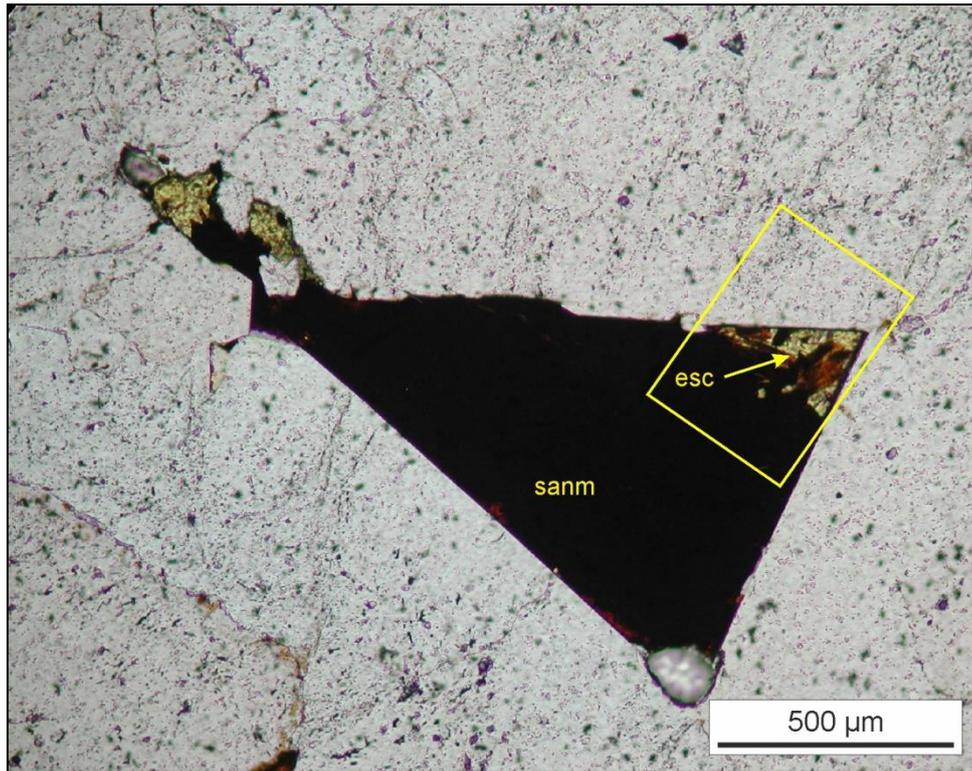


Figura 100: *Cristal de arsenopirita alterado, cuyo hueco ha sido ocupado por sanmartinita (sanm; Tabla II, A16). En algunas zonas aún se conservan restos de escorodita (esc) por la alteración de arsenopirita (microfotografía en luz transmitida y nicoles paralelos. Mina Cerro de San Pelayo. El cuadro amarillo indica el detalle de la Fig. 101.*

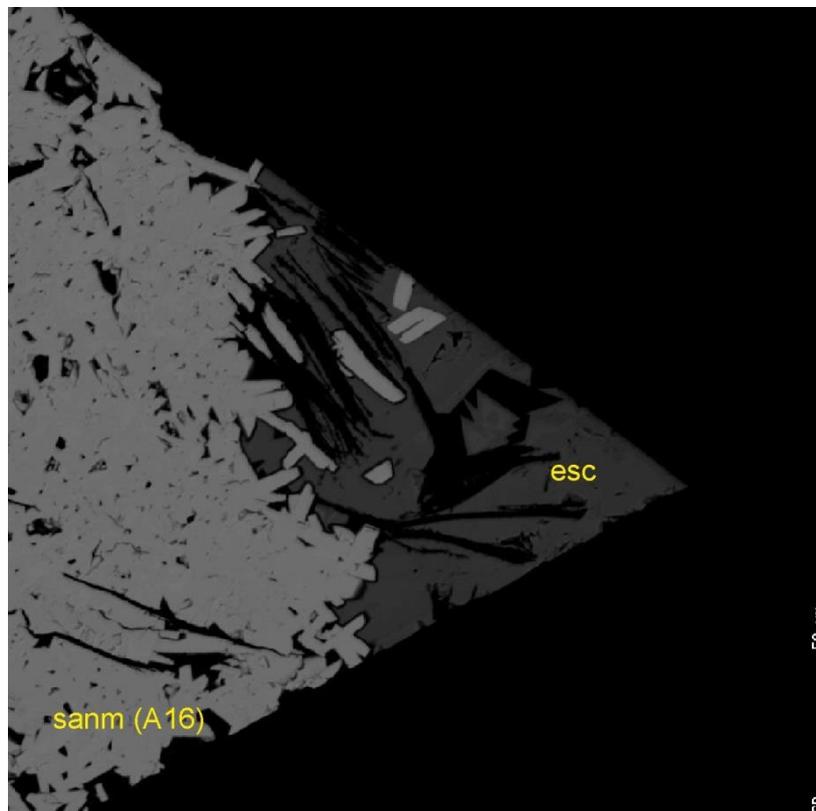


Figura 101: *Detalle de la imagen anterior donde se observa la disposición prismática de los cristales de sanmartinita y los restos de escorodita de la arsenopirita alterada (microfotografía bajo electrones retrodispersados en microsonda electrónica). Mina Cerro de San Pelayo.*

La ganga está formada principalmente por cuarzo lechoso alotriomorfo e inequigranular, muy deformado, y moscovita alotrio-hipidiomorfa dispuesta hacia las salbandas.

En la mena, el W se observa principalmente en forma de scheelita (Tabla II, A15). Al microscopio, se encuentra diseminada dentro de cuarzo en cristales individuales fracturados alotrio-hipidiomorfos, de muy pequeño tamaño, o agrupados (Figs. 97 y 98). La ferberita, se encuentra en mucha menor proporción y procede de la alteración de scheelita (Fig. 99). Debido al pequeño tamaño de la scheelita, y al estar diseminada en el cuarzo, su separación durante los trabajos mineros resultó muy complicada (JCYL, 1986). Otros minerales identificados son principalmente sulfuros como piritita y arsenopiritita de pequeño tamaño, fracturados y deformados.

Otro de los minerales secundarios que destaca es la poco frecuente sanmartinita ($(\text{Zn,Fe})\text{WO}_4$; Fig. 100; Dunn, 1978; Redfern et al., 1995), formada también por alteración de scheelita. Se ha observado este mineral en un hueco dejado por un cristal de arsenopiritita alterado, junto a escorodita (Fig. 101) y sobre el que se ha realizado un análisis con microsonda electrónica (Tabla II, A16). Los valores de cierre son ligeramente bajos (94%), aunque los porcentajes de los contenidos elementales son muy similares a los utilizados para definir el mineral. También se observa escorodita y oxihidróxidos de hierro, además de sericita tardía rellenando huecos y fracturas.

Otros indicios

El resto de indicios muestra labores artesanales en forma de zanjas y pocillos, que fueron trabajados principalmente en la década de los 40 del siglo XX. En La Benita, los filones fueron explotados mediante una zanja con dirección N125° y 35 m de longitud, 2 m de ancho y zonas con más de 3 m de profundidad (Fig. 102).



Figura 102: Imagen de los restos de mina La Benita. Fotografía: Santos Barrios (2007).



Figura 103: Zanja en la mina La Ventosa donde se aprecia el encajante (Ortogneis de San Pelayo). Fotografía: Santos Barrios (2007).



Figura 104: Aspecto de otra de las zanjas de la mina La Ventosa. Fotografía: Santos Barrios (2007).



Figura 105: *Labores del Cerro de la Ventosa cubiertas por la escombrera. Fotografía: Santos Barrios (2007).*

En la mina La Ventosa quedan restos de 7 zanjas con direcciones entre $N90^{\circ}$ - 130° (JCYL, 1986) y longitud decamétrica, anchura 1,5 m y profundidad 1-1,5 m (Figs. 103 y 104). En la Atalaya II, las zanjas muestran 40 m de longitud, 1,5-2 m de ancho y 1 m de profundidad y están parcialmente cubiertas. En 1984 nuevos trabajos extrajeron el mineral de aluviones, que fue tratado en la planta de la mina La Atalaya (JCYL, 1986). Por último, en Cerro de la Ventosa, se intuyen los restos de varias zanjas pequeñas y artesanales, actualmente cubiertas, sin apreciar restos de mineralización (Fig. 105).

Los filones encajan en diferentes materiales, como por ejemplo en las zonas de contacto de cuerpos ígneos como el Ortogneis de San Pelayo (La Ventosa) o Granito de Martinamor (Atalaya II) con la Formación Monterrubio, y dentro del propio Granito de Martinamor (La Benita) o en la Formación Monterrubio (Cerro de la Ventosa). Todos ellos se encuentran greisenizados y se ha dado también moscovitización, sericitización de plagioclasas y potasificación (La Ventosa, Cerro de la Ventosa, Atalaya II), además de turmalinización (La Benita y Cerro de La Ventosa).

En La Benita, los filones se encuentran en una banda mineralizada de aproximadamente 50 m de anchura, con direcciones entre $N120^{\circ}$ - 130° y buzamiento subvertical. En La Ventosa, predomina la dirección $N135^{\circ}$ y buzamiento subvertical. En el caso de La Atalaya II, las labores se centraron principalmente en el lavado de material aluvionar, aunque se aprecian filones con direcciones comprendidas entre $N90^{\circ}$ - 100° y buzamiento subvertical.

La ganga está formada principalmente por cuarzo lechoso alotriomorfo e inequigranular, que puede estar muy deformado, y moscovita alotrio-hipidiomorfa dispuesta hacia las salbandas. En La Atalaya II se ha observado feldespatos, aunque en cantidades muy bajas.

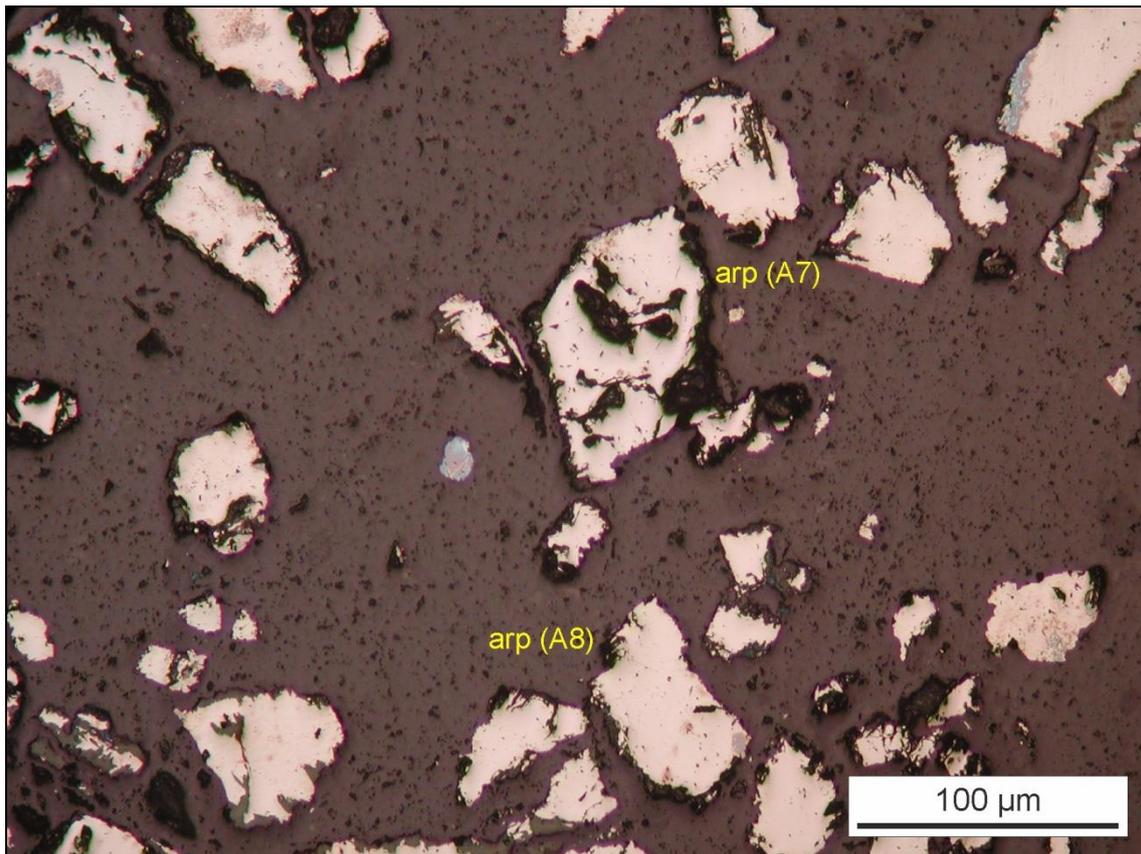


Figura 106: Arsenopirita (*arp*) alotrio-idiomorfa en el interior de cuarzo (microfotografía con luz reflejada y nícoles paralelos). Mina La Ventosa.

El W aparece en el cuarzo en forma de wolframita, concretamente ferberita. En La Benita forma pequeños cristales individuales o agregados de 3 a 4 mm diseminados, en La Ventosa se observa alotrio-hipidiomorfa y deformada y, por último, en la Atalaya II está citada (JCYL, 1986), pero no ha sido identificada. También aparecen sulfuros diseminados de pequeño tamaño en el cuarzo, frecuentemente fracturados y deformados, como pirita (La Ventosa, Cerro de la Ventosa, La Benita), calcopirita (Cerro de la Ventosa) y arsenopirita (La Ventosa; Fig. 106; Tabla II, A7 y A8).

Los minerales de alteración más habituales son escorodita y oxi-hidróxidos de hierro, junto con sericita tardía. En el Cerro de la Ventosa se ha observado también malaquita y, según JCYL (1986), existirían secundarios de U como torbernita, que parece haber sido explotada de forma artesanal en los años 40 del siglo pasado. El IGME (ITGE, 1989) también indica la presencia de minerales secundarios de U en los filones mineralizados con Sn y W de la zona.

Pegmatitas con W

Las pegmatitas son frecuentes en toda la zona de estudio, y tienen lugar durante las fases neumatólicas tardías del Granito de Martinamor. Están constituidas por cuarzo, feldespatos potásico y moscovita, con turmalina, biotita, granate, apatito y pirita como minerales accesorios. Algunas de estas pegmatitas fueron explotadas para la extracción de feldespatos y moscovita durante los años 40 del siglo XX, pero no han sido incluidas en este trabajo, centrado en menas metálicas. Otras pegmatitas se investigaron posteriormente para localizar posibles yacimientos de W. Tal es el caso del indicio Horno de Pocilgas, que conserva una zanja de dirección N60°, 20 m de longitud con un pozo de aproximadamente 15 m de profundidad y una posible galería sin acceso (Figs.

107 y 108; JCYL, 1986), de su etapa de explotación de una pegmatita, mientras que el W fue investigado más tarde en la misma, además de en los filones de cuarzo asociados (JCYL, 1986).

El indicio de Casablanca no conserva ningún tipo de labores, que debieron ser de prospección. Sin embargo, durante un reconocimiento en el campo del indicio en el año 2007, se pudo localizar un afloramiento de pegmatita que mostraba cristales de wolframita de más de 1 cm.



Figura 107: Restos de la pegmatita explotada en la mina Horno de Pocilgas. Fotografía: Santos Barrios (2007).



Figura 108: Zanja con acceso al pozo de la mina Horno de Pocilgas. Fotografía: Santos Barrios (2007).

Filones de cuarzo con Pb

Existen en la zona dos antiguas explotaciones de Pb, denominadas Mina Marte (16) y Berroquillas (17).

La mina Marte (Fig. 109) comenzó a explotarse con medios rudimentarios a mediados del siglo XIX, por parte de empresas españolas. Su etapa de mayor producción tuvo lugar posteriormente, desde finales de la década de los años 20 y hasta 1945, cuando la mina pasa a manos de la compañía alemana José MacLennan (Fig. 110), que mecanizó todo el proceso, permitiendo su explotación por medio galerías y pozos (Almeida, 1999), actualmente tapados. Constaba de un pozo principal de más de 50 m de profundidad (JCYL, 1986), aunque según comentarios de gente de la época podría tener incluso 140 m (Almeida, 1999), y otros 3 pozos de menor tamaño situados al SSO del principal (JCYL, 1986). Las galerías superaban los 500 m de longitud (JCYL, 1986), e igualmente se comentaba que por la situada a más profundidad se solía navegar en barca (Almeida, 1999).

Los mineros descendían por el pozo principal mediante un elevador, del que aún se conserva parte de la estructura, ahora reconvertida en depósito de agua. También alrededor del pozo se encuentran restos de instalaciones, aunque restauradas y modificadas, como la sala de máquinas, almacenes, cocheras, así como las viviendas de los dueños y trabajadores (Figs. 109-113). Las máquinas y calderas fueron llevadas hasta la mina mediante bueyes, desde la estación de tren de Alba de Tormes, situada a aproximadamente 8 km, trayecto que según gente de la zona tardó hasta 1 mes en realizarse (Almeida, 1999). De la planta de tratamiento, que se encontraba muy próxima, no quedan restos, al igual que las escombreras, que desaparecieron al ser utilizadas como áridos (JCYL, 1986).



Figura 109: Vista general de las instalaciones de la mina Marte. Fotografía: Santos Barrios (2007).



Figura 110: Fotografía de 1940 de un vehículo de la mina con la bandera alemana nazi. Tomada de Almeida (1999).

La estructura principal corresponde a un “siero” de cuarzo brechificado con dirección es N30°, buzamiento subvertical y potencia aproximada 25 cm, junto a otros filones asociados. Estos encajan en el Granito de Martinamor, sobre el que han generado silificación y alteración filítico-sericítica (JCYL, 1986).



Figura 111: Sala de maquinaria y almacén de la mina Marte. Fotografía: Santos Barrios (2007).



Figura 112: Restos del castillete, remodelado a depósito de agua, de la mina Marte. Fotografía: Santos Barrios (2007).

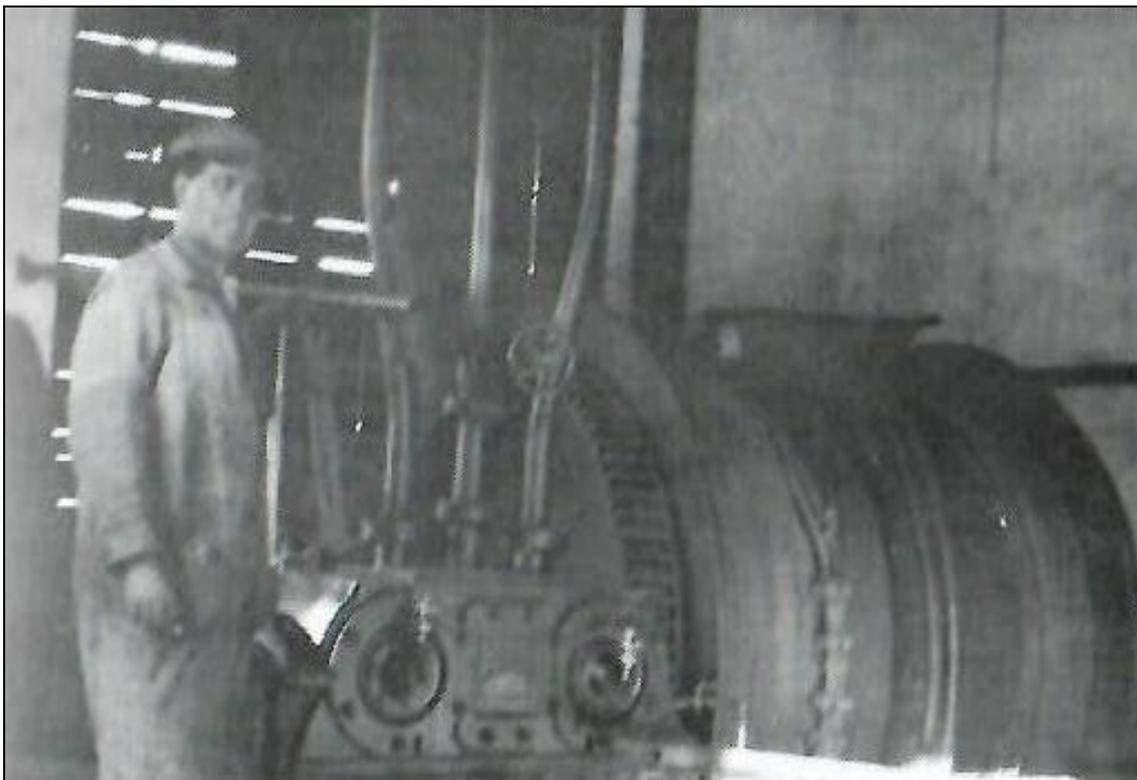


Figura 113: Fotografía de 1940 mostrando el interior de la sala de máquinas. Mina Marte. Tomada de Almeida (1999).

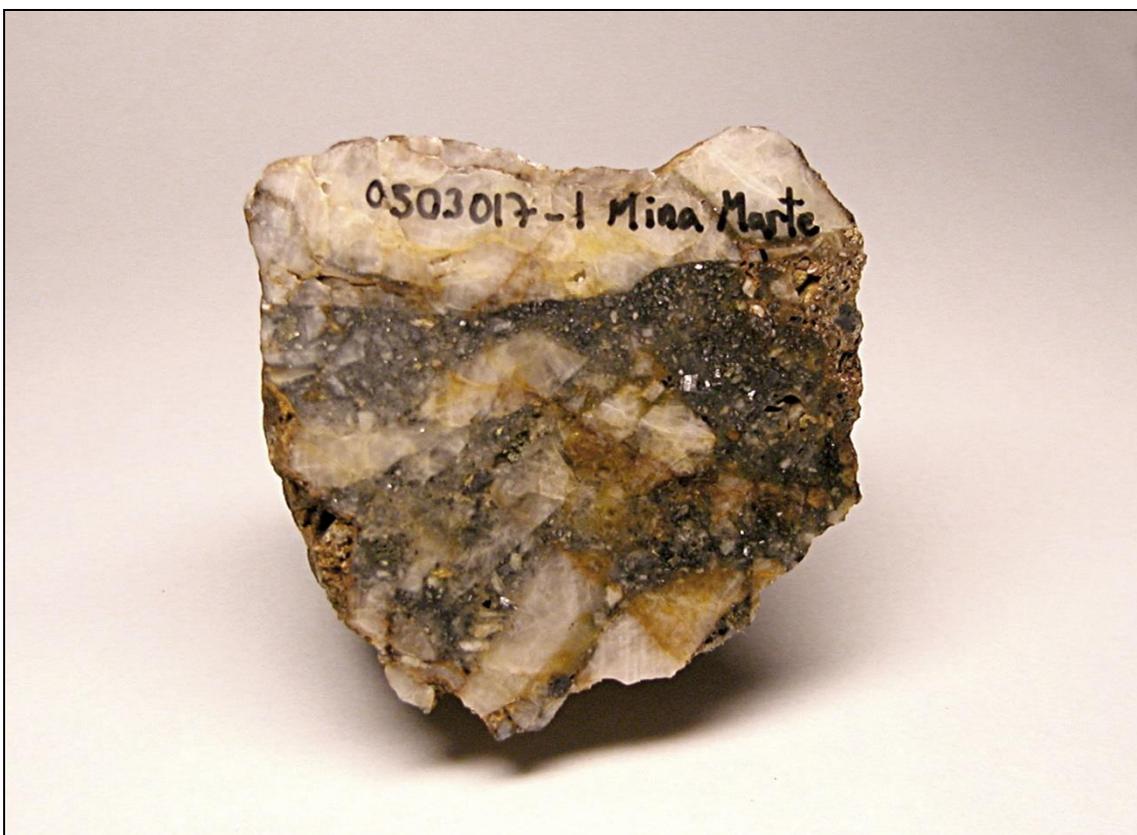


Figura 114: Fragmento (5,5 cm) de un filón de cuarzo con galena brechificado. Mina Marte. Fotografía y colección: IGME.

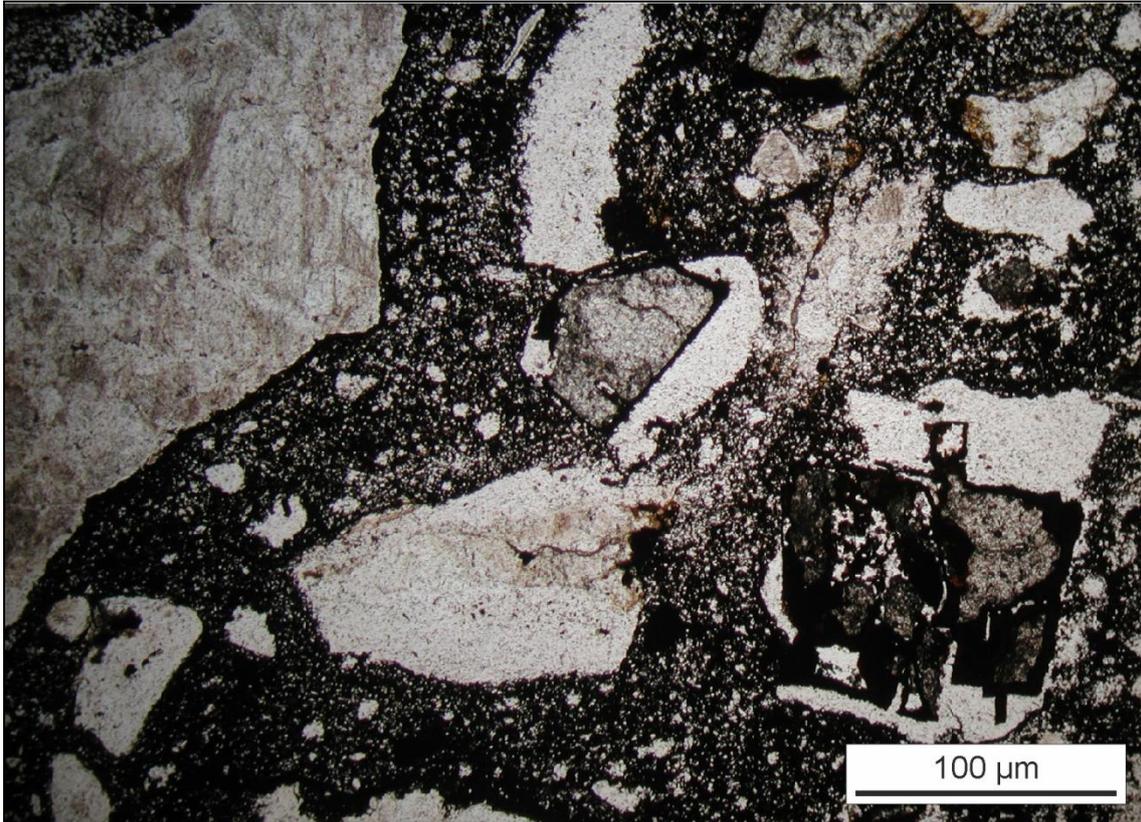


Figura 115: Aspecto al microscopio de la brecha de cuarzo con galena alterada (microfotografía en luz transmitida y nicoles paralelos). Mina Marte.

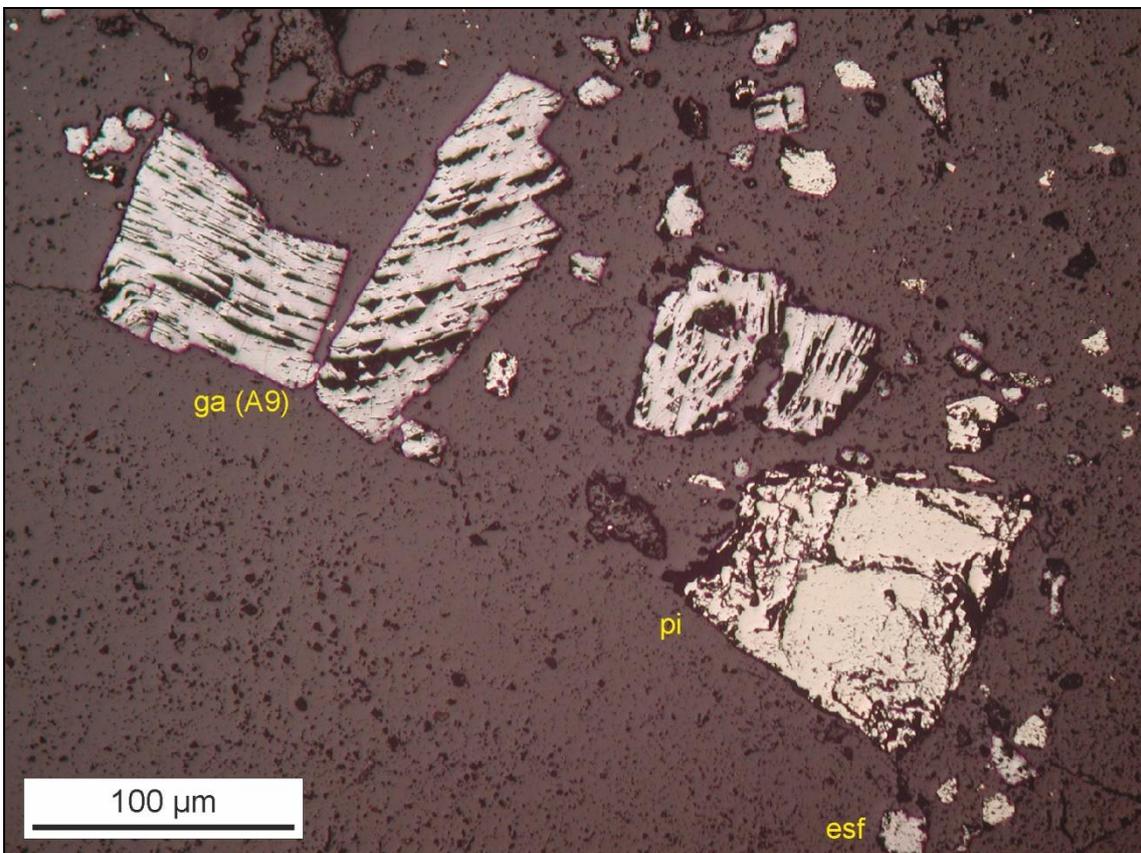


Figura 116: Galena (ga; Tabla II, A9) idiomorfa y fracturada, junto a pirita (pi) y esfalerita (esf), en el interior de cuarzo (microfotografía en luz reflejada y nicoles paralelos). Mina Marte.

En la ganga, junto al cuarzo brechificado (Figs. 114 y 115), aparece también moscovita, aunque escasa, mientras que la mena metálica está compuesta por sulfuros deformados y fracturados. Predomina la galena, que se dispone en cristales alotrio-hipidiomorfos (Fig. 116; Tabla II, A9) de hasta 2 cm. Otros sulfuros son pirita, calcopirita, arsenopirita y esfalerita alotrio-hipidiomorfa (Fig. 116), antimonita (JCYL, 1986) y oro (JCYL, 1988). Por otro lado, los minerales secundarios son escorodita, óxi-hidróxidos de hierro, covellina y smithsonita (JCYL; 1986).



Figura 117: Parte de la zanja correspondiente a la mina Berroquillas. Fotografía: Santos Barrios (2007).

En el caso del indicio Berroquillas, se observan una serie de zanjas alineadas (Fig. 117) con dirección N30° sobre un “sierro” de cuarzo y filones de cuarzo paralelos. Algún tramo alcanza 30 m de longitud, 2 m de ancho y hasta 3 m de profundidad. El “sierro” tiene una potencia entre 25 y 40 m, y muestra igual dirección y buzamiento que en el caso anterior cuando encaja en el Granito de Martinamor, mientras que cuando lo hace en el Ortogneis de San Pelayo, la dirección es N15°-20° y buzamiento subvertical. Se observan procesos de silicificación, potasificación y greisenización. En el cuarzo brechificado los sulfuros están fracturados y deformados y se aprecia principalmente galena diseminada de hasta 1 cm de longitud que, a su vez, contiene inclusiones de calcopirita formadas posiblemente por exsolución y pirita.

Indicios auríferos

El único indicio dedicado exclusivamente al beneficio de oro se encuentra al E de la zona de estudio, en el Regato de la Retuerta (18), situado próximo a su desembocadura en el río Tormes, y muestra restos de labores para el lavado de aluviones y beneficio de oro durante la primera mitad del siglo XX (Fig. 118). Según gente de la zona, antiguamente bateadores profesionales llegados del norte de Cáceres se encargaban de lavar oro. Además, se ha puesto de manifiesto la presencia de este metal en el lavado de concentrados aluvionares de la zona de Martinamor y ha sido detectado en la mina Marte (JCYL, 1988).



Figura 118: Acumulación de cantos de cuarzo en el cauce del Regato de la Retuerta resultado del lavado de sedimentos auríferos. Fotografía: Santos Barrios (2007).

CONCLUSIONES

El sector oriental del distrito minero de Morille-Martinamor concentra gran cantidad de indicios de W (scheelita y ferberita), Sn (casiterita) y Pb (galena) de tipo filoniano (cuarzo y pegmatitas), así como de tipo aluvionar y eluvionar para W y Sn, donde en algunos casos se ha recuperado Au (oro nativo). Estos indicios fueron explotados principalmente entre los años 40 y 50 del siglo XX coincidiendo con la fiebre del W, aunque en los años 80, un gran número fue de nuevo investigado e incluso retrabajado.

Como se ha visto, el W se encuentra principalmente como scheelita y ferberita. Esta última puede tener origen primario (Matamala), o secundario a partir de la alteración de scheelita en forma de reinita (Navalcuadro o La Atalaya) y mucho menos frecuente, sanmartinita (Cerro de San Pelayo).

La casiterita es habitual y puede contener inclusiones de sulfuros como calcopirita. Además, en el indicio de Arroyo de Valle Largo han sido reconocidas abundantes inclusiones, que podrían tratarse de niobotantalatos generados por exsolución, que requieren un estudio más profundo.

Los sulfuros observados (pirita, calcopirita, arsenopirita y esfalerita) son los habituales en este tipo de mineralizaciones. Sin embargo, se ha detectado al microscopio un sulfuro de Cu y Cd procedente de la mina Matamala, del cual no existen referencias previas por lo que, como en el caso anterior, serán necesarios nuevos trabajos en un futuro próximo.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer a Juan Francisco García, Félix García, Jesús Alonso y Carlos González Bargueño, la cesión de fotografías que han ayudado a completar este trabajo. Igualmente agradecer al Ayuntamiento de Martinamor su colaboración localizando antiguos datos sobre la minería de la zona. Por último, agradecer a los revisores anónimos sus correcciones y comentarios que han servido para mejorar este trabajo.

Parte de esta investigación ha sido realizada gracias al proyecto “Reconocimiento y estudios metalogenéticos de indicios mineros del borde SO de Castilla y León” del Instituto Geológico y Minero de España, mientras que otra se ha financiado con fondos propios.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALCALDE, C.; FONT, X. y VILADEVALL, M. (1990). Prospección geoquímica a la batea y estudio de las mineralizaciones del área de Guijuelo-Cespedosa (S de Salamanca). *Boletín Geológico y Minero de España*, **101** (1): 106-112.

ALMEIDA, H (1999). *Martinamor. Un pueblo en la Tierra de Alba de Tormes*. Ayuntamiento de Martinamor, 815 pág. ISBN: 84-606-2911-2.

BARRIOS, S.; MERINERO, R.; LOZANO, R. y OREA, I. (2015). Morphogenesis and grain size variation of alluvial gold recovered in auriferous sediments of the Tormes Basin (Iberian Peninsula) using a simple correspondence analysis. *Mineralogy and Petrology*, **109**: 679-691.

BEA, F.; MONTERO, P. y ZINGER, T. (2003). The Nature and Origin of the Granite Source Layer of Central Iberia: Evidence from Trace Element, Sr and Nd Isotopes, and Zircon Age Patterns. *The Journal of Geology*, **111**: 579-595.

- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950). *Noticia sobre uma carta geologica do Buçaco, de Nery Delgado*. Publicação Especial da Comissão do Serviço Geológico de Portugal, Lisboa, 1-27.
- CASQUET, C. y TORNOS, F. (1990). En: *Skarns, their Petrology and metallogeny*. Augusthitis ed., Atenas, 555-591.
- DÍEZ BALDA, M.A. (1986). El Complejo Esquisto Grauváquico. Las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca. *Acta Salmanticensis*, **52**: 1-162.
- DUNN, P.J. (1978). Sanmartinite: new data. *Mineralogical Magazine*, **42**: 281.
- FRANCO HERRERO, A.; GARCÍA SÁNCHEZ, A.; GONZALO, F. y GRACIA, A. (1987a). Caracteres geoquímicos y mineralógicos del yacimiento de Sn y Au de Montejo (Salamanca). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **11**: 349-356.
- FRANCO HERRERO, A.; GARCÍA SÁNCHEZ, A.; GONZALO, F. y GRACIA, A. (1987b). Prospección de oro en una zona del complejo esquisto grauváquico. Guijuelo (Salamanca). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **11**: 339-348.
- GARCÍA LUIS, A. (1992). Caracterización químico-mineralógica y potencial metalogenético del basamento paleozoico del Oeste de la provincia de Salamanca. *Tesis doctoral. Universidad de Salamanca*. 875 pág.
- GARCÍA SÁNCHEZ, A.; GONZALO CORRAL, F.J.; FRANCO HERRERO, A. y GRACIA, A. (1988). Resultados de la investigación para oro en el yacimiento de Sn Dominica (Salamanca) y en su área circundante. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, **11** (2): 114-117.
- GIL Y MAESTRE, A. (1880). *Descripción física, geológica y minera de la provincia de Salamanca*. Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España, Madrid, 299 pág.
- GONZÁLEZ-CLAVIJO, E.J.; GONZÁLEZ DE CARBALLO, J.M.; BARRIOS, S. y GONZÁLEZ-CLAVIJO, E. (2018). Las Hoyas de la dehesa de Cañal (Salamanca, España), una labor minera antigua de oro secundario. *Boletín Geológico y Minero*, **129** (1/2): 437-450. DOI: 10.21701/bolgeomin.129.1.017.
- GONZALO, F.J. y GRACIA, A. (1985). Yacimientos de estaño del Oeste de España: ensayo de caracterización y clasificación económicas. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **9**: 265-303.
- IGME (1985). *Inventario Nacional de los Recursos de Volframio*. Ministerio de Industria y Energía, 168 pág.
- ITGE (1989). *Inventario Nacional de Balsas y Escombreras Salamanca*. Tomo I, Memoria y planos. Instituto Tecnológico Geominero de España, 224 pág.
- JCYL (1986). *Inventario y mapa de indicios mineros de la Comunidad Autónoma de Castilla y León. Fase I: Provincias de Ávila, Salamanca y Zamora*. Fondo documental de la Dirección General de Minas de la Junta de Castilla y León (Documento inédito).
- JCYL (1988). *Los recursos minerales de Castilla y León. Nº1 Oro*. Junta de Castilla y León, Consejería de Economía y Hacienda, 127 pág.
- JIMÉNEZ BENAYAS, S.; CRESPO, J.L. y CABRERA, R. (1996). *Mapa Geológico y Minero de Castilla y León*. Escala 1:400.000. Sociedad de Investigación y Explotación Minera de Castilla y León, 418 pág.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972). *Memoria explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. Escala 1:1.000.000. IGME. Servicio de Publicaciones del IGME.

MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; MARTÍNEZ POYATOS, D. y BEA, F. (2004). Zona Centro Ibérica: Introducción. En *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.), 68-69. SGE-IGME, Madrid, ISBN: 84-7840-546-1.

MONTESERÍN, V.; MARTÍN -SERRANO, A.; SANTISTEBAN, J.I.; DÍEZ BALDA, M^a.A.; BELLIDO, F. y GARCÍA CASQUERO, J.L. (2000). *Mapa Geológico de España*, Escala 1:50.000, Hoja 503, Las Veguillas. Instituto Geológico y Minero de España, ISBN: 84-7840-412-0.

PELLITERO, E. (1980). Caracteres petrogenéticos y metalogenéticos de los yacimientos de wolframio de la provincia de Salamanca. *Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca*.

PELLITERO, E. (1981a). La zona wolframífera centro-oriental de Salamanca. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **2(2)**: 227-244.

PELLITERO, E. (1981b). Factores geológicos y genéticos en los yacimientos wolframíferos del norte de la provincia de Salamanca. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **2(2)**: 245-257.

REDFERN, S.A.T.; BELL, A.M.T.; HENDERSON, C.M.B. y SCHOFIELD, P.F. (1995). Rietveld study of the structural phase transition in the sanmartinite (ZnWO₄)-cuproscheelite (CuWO₄) solid solution. *European Journal of Mineralogy*, **7**: 1019-1028.

SAAVEDRA, J. y PELLITERO, E. (1979). *Concentraciones elementales en niveles premesozoicos de áreas de la provincia de Salamanca; ensayo sobre la naturaleza de los procesos geológicos implicados en su génesis*. I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero, Salamanca, 2, 567-586.

TEIXEIRA, C. (1955). *Notas sobre Geología de Portugal: O Complexo xisto-grauváquico ante-ordoviciano*. Empresa Literaria Fluminense, Lisboa, 50 pág.

El placer aurífero del arroyo Fresnedoso (Perales del Puerto, Cáceres, España)

Kelvin DOS SANTOS, Juan GÓMEZ BARREIRO y Santos BARRIOS

Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca, Plaza de los Caídos s/n,
37008-Salamanca, España

Resumen

DOS SANTOS, K.; GÓMEZ BARREIRO, J. y BARRIOS, S (2020). El placer aurífero del arroyo Fresnedoso (Perales del Puerto, Cáceres, España). *Acopios*, **11**: 121-145.

El placer del arroyo Fresnedoso está situado en la zona noroeste de la provincia de Cáceres. Mediante un estudio morfoestructural y geoquímico realizado en un conjunto de partículas obtenidas, se han determinado dos poblaciones de oro, Ap (0,11-1,2 mm) y Bp (1,2-3,08 mm), con morfologías mayormente laminares. Las partículas están compuestas por una aleación bimetálica (Au-Ag), en las que pueden observarse tres tipos de oro: 1) Au1, oro situado en el interior de las partículas con valores entre 89,21 y 94,13 Au wt%, que por su localización representa la aleación más cercana a la fuente primaria; 2) Au2, constituye un borde estrecho de extrema pureza, cercano al 99 Au wt%, que envuelve al tipo Au1, formado probablemente por lixiviación de Ag mediante el ion Cl⁻; 3) Au3, agregados de partículas alotriomorfas muy finas de oro con óxi-hidróxidos de Fe y filosilicatos, rellenando cavidades en las partículas de oro de mayor tamaño y cuyas características sugieren procesos de neoformación en condiciones supergénicas, mediante disolución parcial y posterior precipitación de Au. Tomando como referencia la composición "primaria" de las partículas (Au1) del placer del Fresnedoso y su textura, estas pueden dividirse en tres 3 grupos: Gr1) entre 87,40 y 89,38 Au wt%; Gr2) entre 92,43 y 93,79 Au wt%; Gr3) una única partícula textura porosa y contenido medio 92,98 Au wt%. La existencia de dichos grupos sugiere que el placer es el resultado de la mezcla de al menos dos áreas fuente primarias situadas aproximadamente entre 2,5 y 10 km para las partículas menos transportadas (Bp) y entre 20 y 50 km para las que muestran índices de transporte mayores (Ap).

Palabras clave: Placer, Oro, Morfoestructural, Geoquímica.

Abstract

DOS SANTOS, K.; GÓMEZ BARREIRO, J. y BARRIOS, S. (2020). The Fresnedoso stream gold placer (Perales del Puerto, Cáceres, Spain). *Acopios*, **11**: 121-145.

The Fresnedoso placer is located in the northwest of the province of Cáceres. Through a morphotextural and geochemical study, two populations of gold particles have been defined: Ap (0.11-1.2 mm) and Bp (1.2-3.08 mm), both with mostly laminar morphologies. The particles are composed of a bimetallic alloy (Au-Ag), in which three types of gold can

be observed: 1) Au1 primary gold located inside the particles with values between 89.21 and 94.13 Au wt%; 2) Au2, constitutes a narrow border of extreme purity, close to 99 Au wt%, which surrounds type Au1, and which have probably been formed by Ag-leaching with Cl⁻ ion; 3) Au3, fine-grained allotriomorphic gold aggregates with FeOOH and phyllosilicates, which appear filling gaps in larger gold particles, and whose characteristics indicate neof ormation by supergenic processes through partial dissolution and subsequent precipitation of Au. Furthermore, the particles can be divided into three 3 groups according to their primary compositional signature (Au1): Gr1) 87.40-89.38 Au wt%; Gr2) 92.43-93.79 Au wt%; Gr3) a single particle with porous texture and average Au content of 92.98 wt%. The different morphological and compositional populations suggest the mixture of particles from different sources, located between 2.5 and 10 km for Bp and between 20 and 50 km for Ap, approximately.

Keywords: Placer, Oro, Morphotextural, Geochemistry.

INTRODUCCIÓN

En la parte NO de la provincia de Cáceres se localizan un gran número de mineralizaciones auríferas, tanto primarias como secundarias (Barrios et al., 2009a y 2010; Barrios 2014), que en su mayoría han sido explotadas desde época romana (Pérez-Regodón, 1968; Domergue, 1987; Sánchez-Palencia y Pérez-García, 2005; Florido et al., 2007; Rivas et al., 2008) y posteriormente de forma artesanal prácticamente hasta nuestros días. Una recopilación de los indicios auríferos conocidos en esta zona se muestra en la Fig. 1.

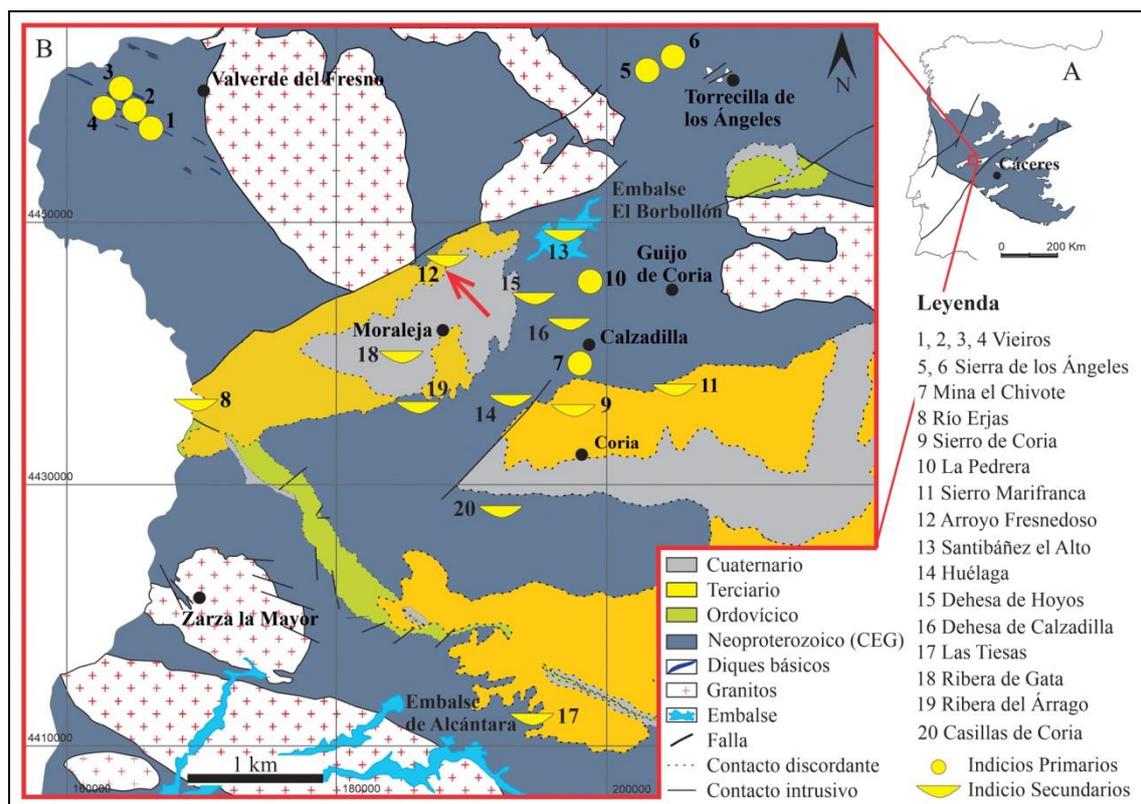


Figura 1: A) Contexto geológico y situación del noroeste de la provincia de Cáceres. B) Geología del noroeste de la provincia de Cáceres en el que se han representado los indicios auríferos de la zona (modificado de Barrios et al., 2009).

Los depósitos primarios corresponden a filones de cuarzo de potencia variable, principalmente centimétrica, que encajan en metasedimentos neoproterozoicos del Complejo Esquisto Grauváquico (CEG) en los cuales se localizan restos de labores romanas en forma de pozos y galerías. Los más notables son la mina El Chivote (Fig. 1

(7); Pérez-Regodón, 1969; Balil et al., 1991; Domergue, 2008; Compañía et al., 2009) en la que se han indicado contenidos puntuales de entre 10 y 20 ppm de Au (Pérez-Regodón, 1969) o los indicios de la Sierra de los Ángeles (Fig. 1 (5, 6); Pérez-Regodón, 1969; Balil et al., 1991; Barrios et al., 2009b) donde se han obtenido valores muy variables de entre 100 ppb y 54 ppm de Au (Pérez-Regodón, 1969; IGME, 1987). Otros filones aparecen relacionados con una serie de diques básicos, ambos emplazados en el CEG, que fueron igualmente explotados en época romana. El resultado es un grupo de grandes trincheras de hasta 2,6 km de longitud, con una anchura y una profundidad de hasta 20 y 5 m respectivamente y que se conocen con el nombre de Vieiros (Fig. 1 (1-4); Sánchez-Palencia y Pérez-García, 2005). Análisis de estos filones han aportado leyes de hasta 5,4 ppm de Au (Macias, 1992).

Los depósitos secundarios de tipo placer son los más abundantes, de hecho, prácticamente se puede recuperar muestras de oro en cualquier punto de la red de drenaje de la zona. Este procede de los numerosos filones de cuarzo que están diseminados por el CEG, tal y como se puede interpretar de los abundantes indicios primarios. Al igual que en el caso anterior, muchos de los placeres han sido explotados incluso hasta el siglo pasado, aunque la principal actividad tuvo lugar en época romana. Destaca sobre todo el placer del río Erjas (Fig. 1 (8); Domergue, 1987; Balil et al., 1991; Pérez-García, 1991; Sánchez-Palencia y Pérez-García, 2005) donde los trabajos mineros ocupan una extensión de 3,5 km² aproximadamente y en los que puede observarse perfectamente conservada la infraestructura hidráulica, típica de explotaciones romanas similares a las del noroeste peninsular. La zona fue investigada por empresas mineras que indicaron reservas de 3.134.886 m³ con leyes de 261 mg/m³ de Au (Pérez-García y Rivas, 1987). Otros depósitos reseñables son los minados conocidos como Sierros de Coria y Marifranca (Fig. 1 (9, 11); Florido y Rivas, 2006; Florido et al., 2007; Rivas et al., 2008) donde fueron explotadas terrazas miocenas con valores de entre 20 ppb y 1 ppm de Au (Rivas et al., 2008).

Esta zona también destaca por la presencia de placeres con pepitas de gran tamaño, que han sido descubiertos recientemente gracias a aficionados a la búsqueda de oro con detector de metales. Ejemplo de este tipo de depósito se encuentra en el placer de Santibáñez el Alto (Fig. 1 (13); Barrios et al., 2009a; Barrios et al. 2010; Barrios, 2014; Rivas et al., 2017), donde se han hallado las mayores pepitas (hasta 52 g) que se conservan de la provincia de Cáceres. Otros depósitos similares aparecen en Casillas de Coria (Fig. 1 (20)), Huélagá (Fig. 1 (14)) o Dehesa de Calzadilla (Fig. 1 (16); Rivas et al., 2017).

Sin duda uno de los placeres más populares es el arroyo Fresnedoso (Fig. 1 (12); IGME, 1982), que se encuentra situado entre las localidades de Perales del Puerto y Moraleja. La presencia de partículas de oro y otros minerales densos (casiterita principalmente) es conocida desde el siglo XIX, lo que ha llevado a su explotación artesanal mediante el lavado de los aluviones, sobre todo en la primera mitad del siglo XX (Rivas et al., 2017). El arroyo, fuertemente estacional, presenta la mayor concentración de oro en el tramo que comprende desde su encajamiento en los depósitos terciarios, hasta aproximadamente 1,5 km aguas abajo, coincidiendo con un cambio de pendiente controlado estructuralmente por el borde NW de la cuenca (Barrios et al., 2010; Fig. 2). El enriquecimiento es debido a que el arroyo erosiona los materiales terciarios por los que discurre y que inicialmente contienen el oro, y lo incorpora a los materiales cuaternarios del propio cauce (dos Santos et al., 2020).

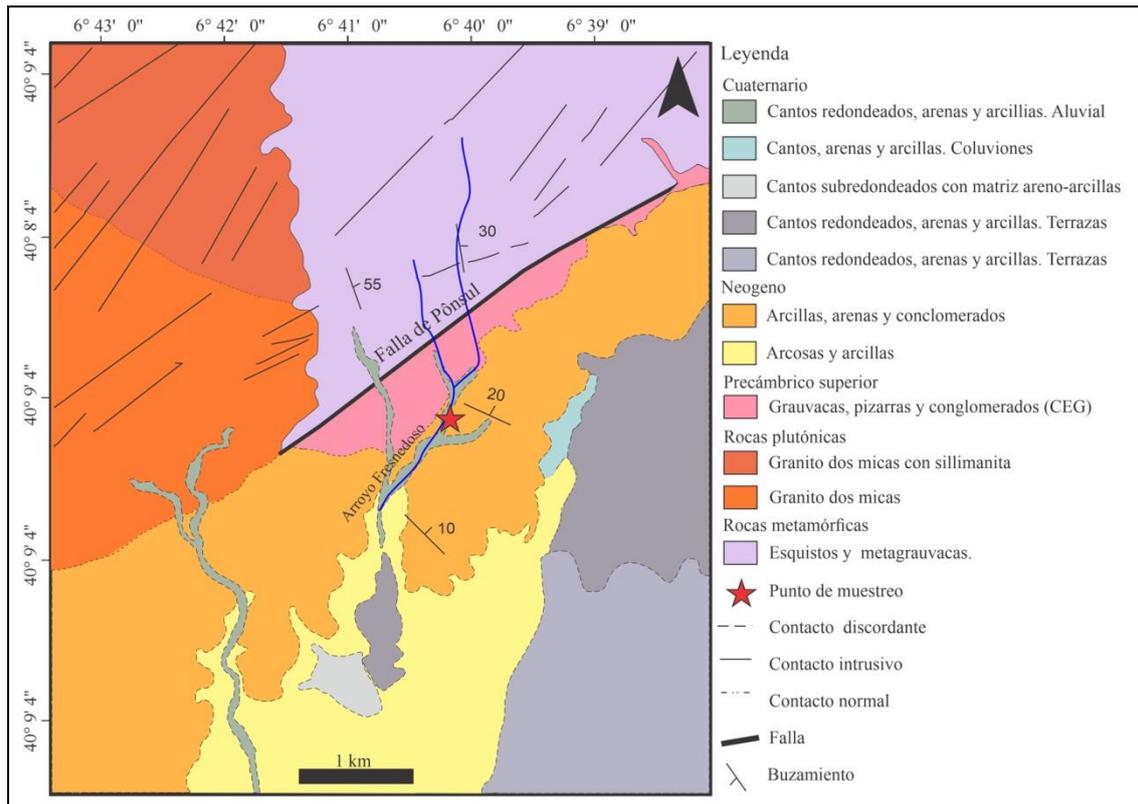


Figura 2: Esquema geológico de detalle del área del arroyo Fresnedoso (tomado de Bascones Alvira et al., 1984).

La facilidad de obtener muestras de oro mediante bateo, atrae en la actualidad a un importante número de aficionados a la búsqueda de oro y coleccionismo de minerales y a profesiones de la geología y la minería. De hecho, cada año se celebran en sus orillas diversos cursos de bateo, como los llevados a cabo por la Asociación Geológica de Extremadura (AGEX) o el Grupo Mineralogista de Madrid (GMM). También en los últimos años, los alumnos del Grado de Geología de la Universidad de Salamanca realizan prácticas de prospección en su cauce (Fig. 3).



Figura 3: Campaña de bateo con los alumnos de la asignatura de Prospección y Valoración de Yacimientos del Grado de Geología de la Universidad de Salamanca.

ANTECEDENTES

Los trabajos de investigación sobre el arroyo Fresnedoso son escasos. Los primeros tuvieron lugar a comienzos de la década de los 80 del siglo pasado, cuando el Instituto Geológico y Minero de España (IGME, 1982) llevó a cabo trabajos de prospección minera en diferentes zonas de Extremadura, incluyendo la zona norte de la provincia de Cáceres y en la que se evaluaron las posibles reservas de Sn, W y Au del arroyo Fresnedoso.

Nuevas investigaciones mineras, en este caso a cargo de la empresa INYPSA (1993) tuvieron lugar años después, a comienzos de los años 90. Los trabajos se centraron en nuevos tramos del arroyo entre los municipios de Puerto de Perales y Moraleja.

Posteriormente, Barrios et al. (2010) llevaron a cabo un inventario de tipologías de depósitos auríferos en la parte occidental del Sistema Central Español, donde describen brevemente el depósito y la mineralogía asociada al oro.

A pesar de ser un depósito conocido, el primer estudio sobre su génesis y la caracterización de la composición química de las partículas de oro pertenece a dos Santos et al. (2020). Los resultados del estudio conjunto de la morfología, textura y composición química de las partículas de oro, han permitido establecer un modelo de transporte, así como la localización de posibles áreas de aporte del oro. Los aspectos más relevantes de este estudio se muestran a continuación.

Aunque el arroyo Fresnedoso no destaca por la presencia de oro de gran tamaño, si se han producido hallazgos notables tanto en el propio arroyo como en las proximidades. Aproximadamente en el año 2006 un bateador de Moraleja (Francisco Valle), recuperó una pepita del tamaño de una pepita de melón. Posteriormente, en la primavera de 2015, unos buscadores locales encontraron tres muestras de cuarzo lechoso con inclusiones de oro anguloso (3-4 g de peso), en la zona de Villasbuenas de Gata, muy próximo al arroyo Fresnedoso (Rivas et al., 2017). Uno de los hallazgos más notables tuvo lugar recientemente en el verano de 2018, cuando dos aficionados a la búsqueda de oro (José María Martínez Patiño, Pati, y Juan Manuel Ríos Pérez) lavaron material cribado previamente que habían extraído del cauce del arroyo y encontraron una pepita de aproximadamente 1g de peso.

CONTEXTO GEOLÓGICO

La zona de estudio se encuadra en la cuenca cenozoica Ponsul-Moraleja, limitada al Norte por el Plutón granítico de Jálama, la falla de Castelo Branco y el CEG (Fig. 2). Un resumen de la geología de Bascones Alvira et al. (1984) se presenta a continuación.

El basamento está constituido por metasedimentos de edad neorpoterozoico del CEG, dispuestos en una secuencia monótona sedimentaria de características turbidíticas, constituida en su mayor parte por grauvacas y pizarras con puntuales intercalaciones de conglomerados.

Los materiales anteriores están recubiertos por sedimentos cenozoicos. En cuanto a los terciarios, en concreto edad Mioceno, las principales facies que afloran en la zona son: 1) *arcosas y arcillas*, con espesores de hasta 250 m y constituidas por arcosas grises, con proporciones variables de fangos y fragmentos de materiales procedentes del CEG; 2) *arcillas, arenas y conglomerados*, de hasta 100 m de espesor y formadas por arcillas arenosas, arenas arcóscas y conglomerados con cantos del CEG, estos últimos con espesores de hasta 2 m.

Por otro lado, los sedimentos cuaternarios se dividen en depósitos de pie de monte, glaci, depósitos de tipo coluvionar, diferentes niveles de terrazas, conos de deyección y aluviales. Los materiales que aparecen en la zona concreta de estudio muestran dos edades diferentes. Los primeros con edad Pleistoceno Superior, están formados por cantos redondeados, arenas, y arcillas que se encuentran en la región central de la Cuenca de Moraleja, con relieve escalonado y cotas que van de 6 a 21 m. A los segundos, de edad Holoceno, corresponden las terrazas más bajas del río Árrago y las de sus arroyos, entre ellos el Fresnedoso. Los depósitos se desarrollan en llanuras aluviales y están compuestos por cantos redondeados, arenas y arcillas. Estos materiales están compuestos por 30% pizarras, 10% granitoides, 20% cuarzo, 2% diabasa en una matriz de arena (20%) y arcillas rojas y blancas (18%). En la fracción de tamaño de grano arena son frecuentes los minerales densos entre los que destacan además de oro, casiterita, ilmenita, anatasa, circón, tantalita, granate, turmalina o pirita limonitizada (Fig. 4). En la zona central de la cuenca estos depósitos están formados por cantos sueltos envueltos en una matriz areno-arcillosa grisácea.

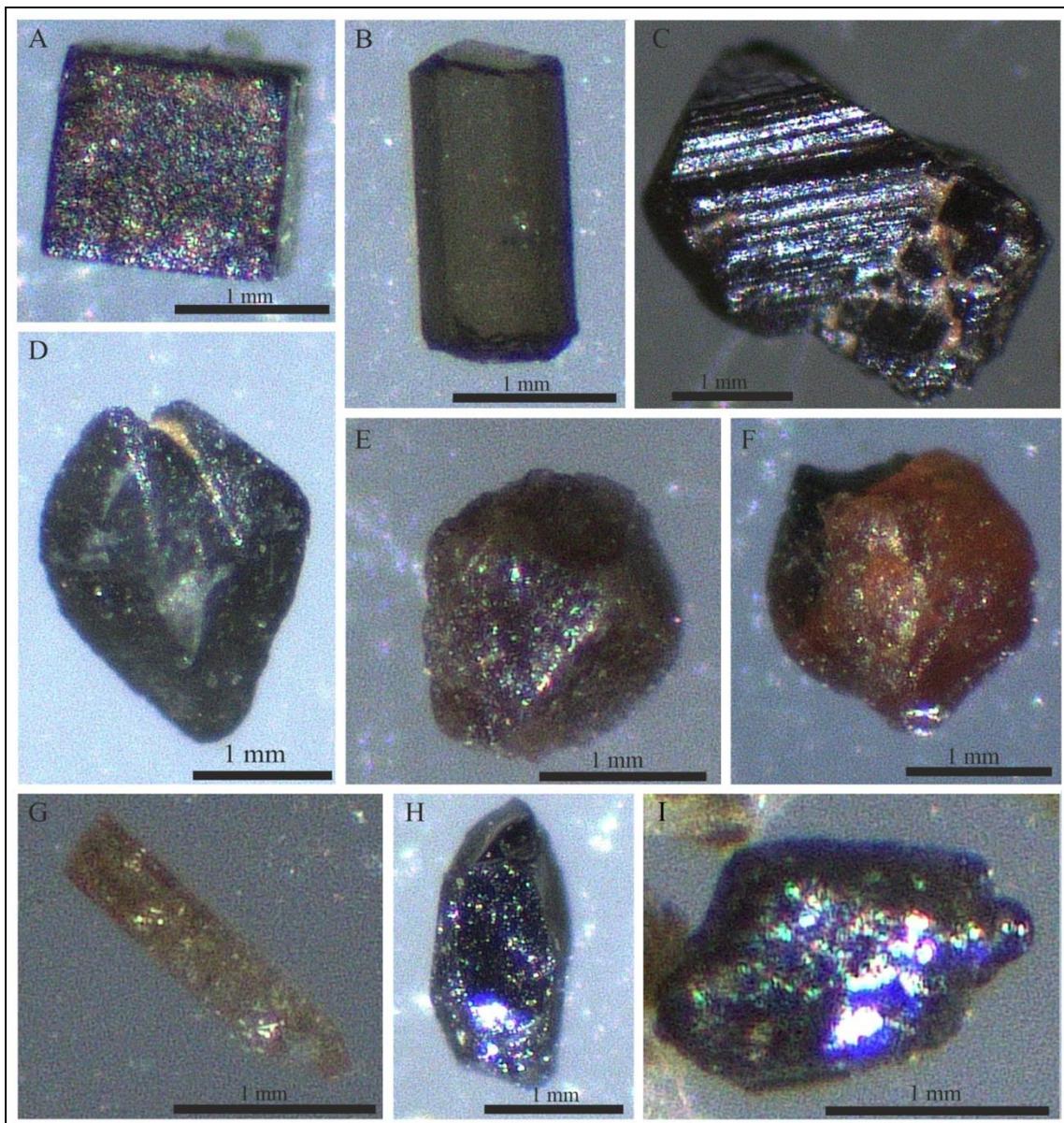


Figura 4: Ejemplos de minerales densos presentes en el arroyo Fresnedoso bajo lupa binocular (A, pirita limonitizada; B, turmalina; C, tantalita; D, anatasa; E, casiterita; F, granate; G, zircón; H e I, ilmenita).

En cuanto a las rocas plútonicas, aparecen al norte de la zona de trabajo y forman parte del plutón de Jálama, compuesto por granitos de dos micas con distinto tamaño de grano, facies de borde y en algunos casos presencia de silimanita. Asociado a este plutonismo se observa una aureola de metamorfismo de contacto que origina una textura moteada o nodulosa principalmente en los metasedimentos. Por otro lado, las rocas de esta unidad muestran un metamorfismo regional previo, con formación de una pizarrosidad.

Las rocas filonianas son muy abundantes. Los filones de cuarzo son comunes en los afloramientos del basamento, siendo el de mayor entidad cartográfica un filón NW-SE en las proximidades de Perales del Puerto, con algo más de 1 km de longitud. En el sector afloran diques de diabasas con orientaciones que van de N75°E a N90°E y longitudes máximas de 700 m, encajados tanto en el plutón de Jálama, como en el CEG.

METODOLOGÍA

Muestreo

El muestreo del arroyo Fresnedoso tuvo lugar en las coordenadas UTM: 98396E, 4443062N (Datum WGS-84; Fig. 5). Aunque por ley el acceso a los cursos de agua públicos está asegurado, el arroyo atraviesa los límites de una finca de propiedad privada y hay que tener en cuenta que debe utilizarse el acceso apropiado para llegar al lugar.



Figura 5: Foto panorámica de la zona muestreada del arroyo Fresnedoso.

El muestreo se realizó en tres etapas. En la primera se abrieron varias calicatas de entre 50 y 150 cm de profundidad y 100-150 cm de diámetro en el cauce del arroyo. Donde se recogieron sedimentos con la ayuda de picos y palas, que fueron disgregados y lavados sobre una criba de 2 mm de luz de malla, para liberar las partículas de oro más finas. El material que atraviesa la criba y que contiene el oro fue acumulado en un cubo.



Figura 6: Canal de lavado colocado con inclinación y caudal de agua ideales para el lavado del material.



Figura 7: Recogida del material atrapado en las moquetas y rifles del canal de lavado.

En la segunda etapa, el contenido del cubo fue vertido sobre un canal Royal Manufacturing© de 127×25×23 cm (Fig. 6) colocado en el cauce para obtener el concentrado de minerales densos, entre los que se encuentra el oro, y que quedan atrapados en una moqueta desplegada en la base del propio canal (Fig. 7). En la última etapa, la moqueta se extrae del canal y el sedimento que contiene se recoge primeramente en una cubeta y más tarde se batea para concentrarlo de nuevo (Fig. 8 y 9). En total, durante la campaña de muestreo, fueron recuperadas 310 partículas de oro.



Figura 8: Reconcentración de los minerales atrapados en el canal de lavado con la batea.

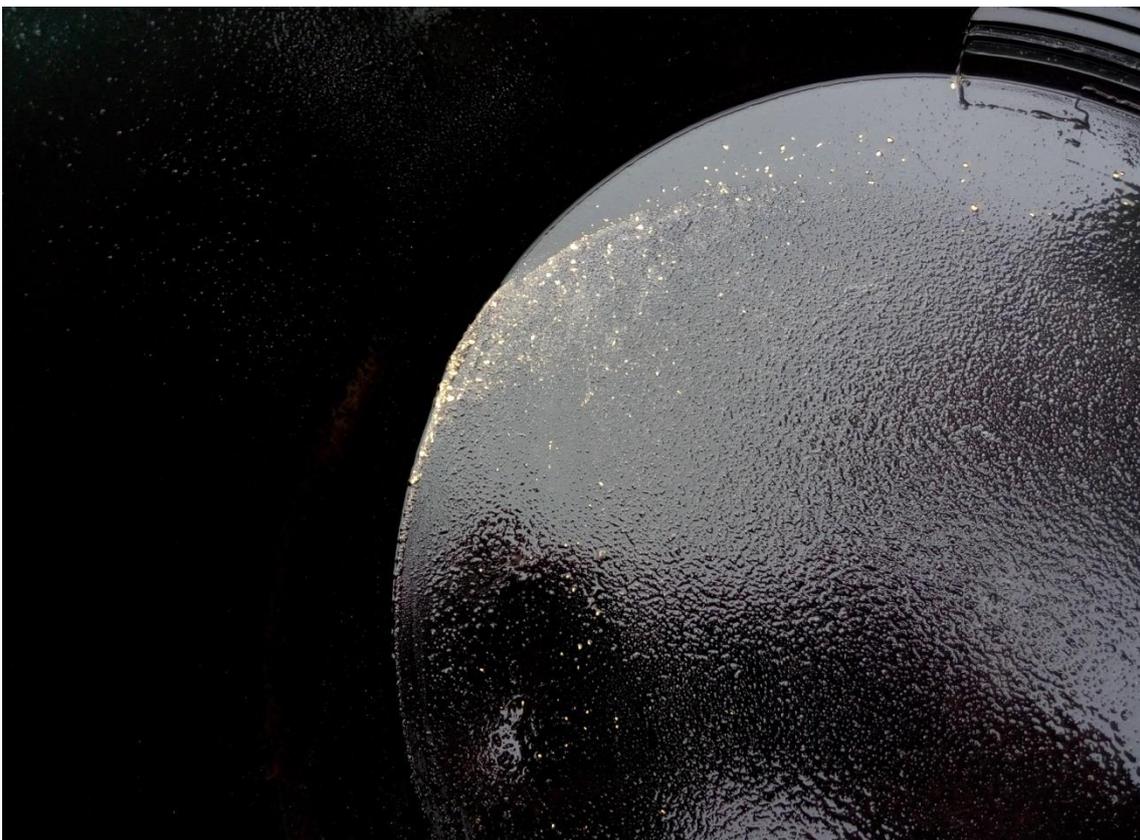


Figura 9: Concentrado de partículas de oro y otros minerales densos, resultado final de la reconcentración mineral con la batea.

Estudio morfotextural del exterior de las muestras de oro

Cuando las partículas de oro comienzan a ser transportadas junto a los sedimentos, rápidamente sufren cambios en su morfología primaria debido a su alta maleabilidad y a su baja dureza (2,5). La superficie muestra ranuras por abrasión y debido al golpeo con otros materiales las partículas de oro son adelgazadas generando formas planares y/o engrosamiento por plegamiento. Además, en los primeros kilómetros de transporte, el

oro se va a separar de los minerales primarios a los que se están asociados (p.e.: cuarzo; Youngson y Craw, 1999), al mismo tiempo que incrementa su redondez y esfericidad, se pierde volumen por abrasión y las partículas sufren plegamientos y aplastamientos, e incluso roturas, debido al golpeo con los sedimentos. De este modo, los rasgos morfológicos superficiales de las partículas de oro permiten estimar las características del transporte. La clasificación de las partículas se ha realizado de forma visual de acuerdo con el diagrama de Barrios et al. (2015) (Fig. 10).



Figura 10: Diagrama de clasificación morfológico de partículas de oro según su esfericidad y redondez (Barrios et al., 2015).

Las partículas de mayor tamaño ($>1,2$ mm) obtenidas fueron fotografiadas en una lupa binocular Leica modelo MZ6 (Fig. 11, A y B). Las de menor tamaño ($<1,2$ mm) presentan dificultades en su manipulación, por lo que fueron pegadas en una lámina delgada (Fig. 11, C y D) y fotografiadas en un microscopio petrográfico modelo H550S y objetivos X4, X10, X20 y X50 con cámara digital NIKON DS-Fi1, perteneciente al Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca. Las fotografías se procesaron digitalmente mediante el software ImageJ para obtener las dimensiones (largo, ancho y grosor; dos Santos et al., 2020).

Con las dimensiones de las partículas, se llevó a cabo un estudio estadístico mediante el cálculo de índices (Índice de Aplastamiento de Cailleux (Cailleux y Tricart, 1959) y Factor de Forma Corey (Corey, 1949)) que han sido empleados anteriormente por otros autores (Bonev, 2002; Barrios et al., 2015). Estos resultados junto con la morfología de las partículas, permiten interpretar el tipo y grado de transporte que han sufrido.

Además de los cambios físicos en la superficie de las partículas, su composición química puede verse modificada mediante un proceso de refinamiento químico. En ambiente supergénico y en medio ácido, el ion Cl^- lixivia la Ag de la superficie presente en la aleación quedando un resto de oro prácticamente puro dispuesto como una fina capa que envuelve el resto de la partícula que conserva su composición original (Wierchowiec, 2002; dos Santos et al., 2020). Por este motivo las partículas y pepitas que se analizan en superficie presentan una alta pureza, siendo necesario analizar el interior de las muestras para calcular la verdadera composición y pureza del oro.

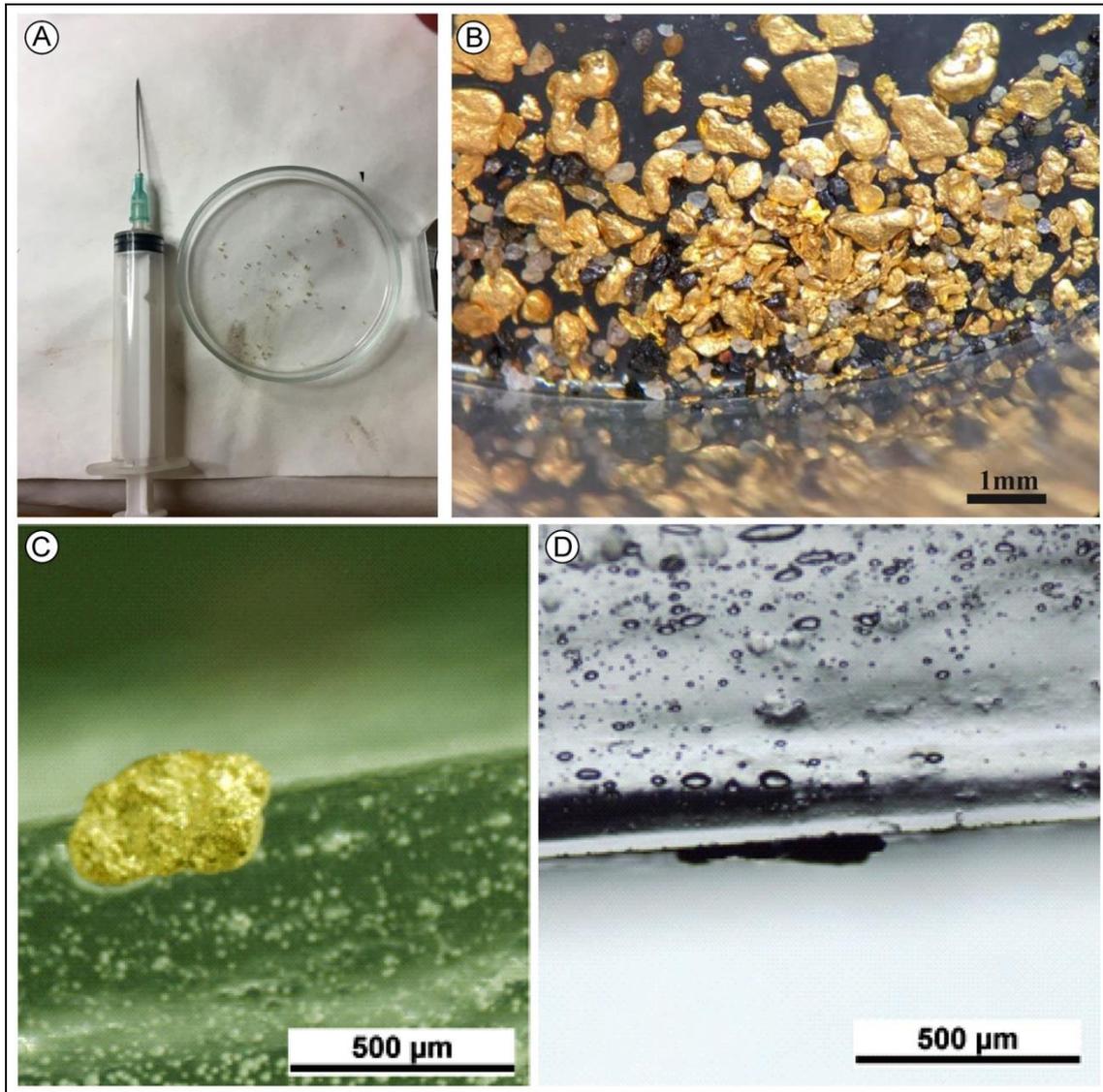


Figura 11: A) Separación de partículas de oro del concentrado. B) Concentrado de partículas de oro al binocular. C) Partícula de oro pegada en una lámina de vidrio para ser fotografiada en el microscopio petrográfico. D) Vista en perfil de la partícula anterior. De este modo se obtienen las medidas del largo, ancho y el grosor (ver dos Santos et al., 2020).

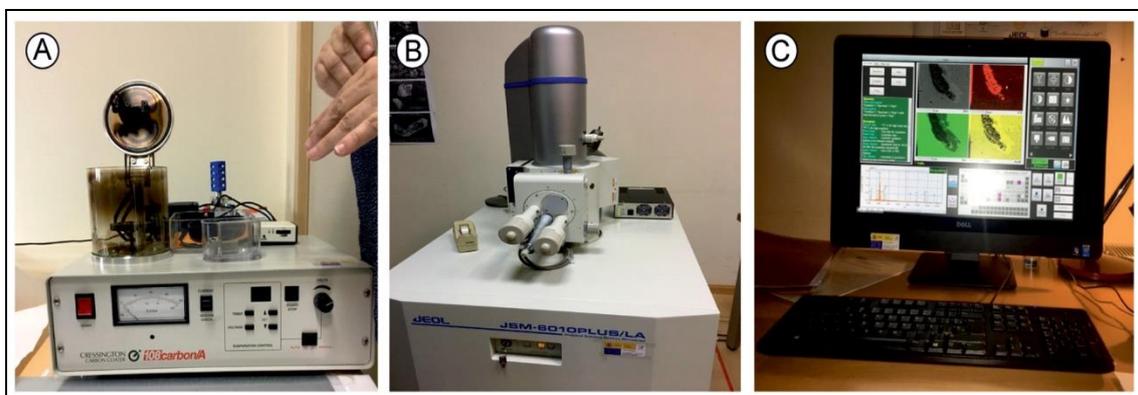


Figura 12: A) Equipo utilizado para la metalización con grafito de las probetas con las partículas de oro. B) Equipo MEB. C) Resultados de los análisis utilizados para el estudio de la superficie externa de las partículas.

Un grupo de partículas con morfologías representativas fue estudiado en un microscopio electrónico de barrido (MEB) modelo JEOL JSM-6010PLUS, perteneciente a los laboratorios del IGME en Tres Cantos (Madrid), para observar los rasgos morfológicos (rasgos primarios, marcas de transporte, minerales asociados...). También se llevaron a cabo una serie de análisis puntuales que mostraron la práctica total ausencia de Ag en la superficie de las partículas (Fig. 12).

Análisis textural y geoquímico del interior de las muestras de oro

El núcleo de las partículas suele conservar la textura y la composición química primaria del oro (Stewart et al., 2017), por lo que el estudio de esas características puede ser utilizado para identificar diferentes poblaciones dentro de un grupo de partículas y por lo tanto, si existen diferente origen para las mismas.

Un grupo de 7 partículas de oro representativas de las morfologías determinadas anteriormente, fue introducido en una probeta pulida para el estudio textural interno con un microscopio petrográfico Nikon modelo H550S, perteneciente al Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca.

Posteriormente, previo metalizado de la probeta con C, se realizaron análisis con microsonda electrónica modelo JEOL JXA-8900 M en el Centro de Microscopía Electrónica "Luis Bru" de la Universidad Complutense de Madrid (Fig. 13), para determinar la composición química de cada una de las muestras.



Figura 13: *Microsonda electrónica utilizada para el estudio de la textura interna y composición de las partículas de Au.*

EL ORO DEL ARROYO FRESNEDOSO

En este apartado se presenta un resumen de las características de la mineralización aurífera del arroyo Fresnedoso, que se muestran en el trabajo de dos Santos et al. (2020).

Características morfotexturales de las partículas de oro

Las partículas presentan color amarillo latón característico del oro, con superficies irregulares, rugosas (Fig. 14-16) y con gran cantidad de marcas debidas al transporte (Fig. 17). En ocasiones, las irregularidades y depresiones presentes en superficie se encuentran rellenas por otros minerales como arcillas y óxi-hidróxidos de Fe.

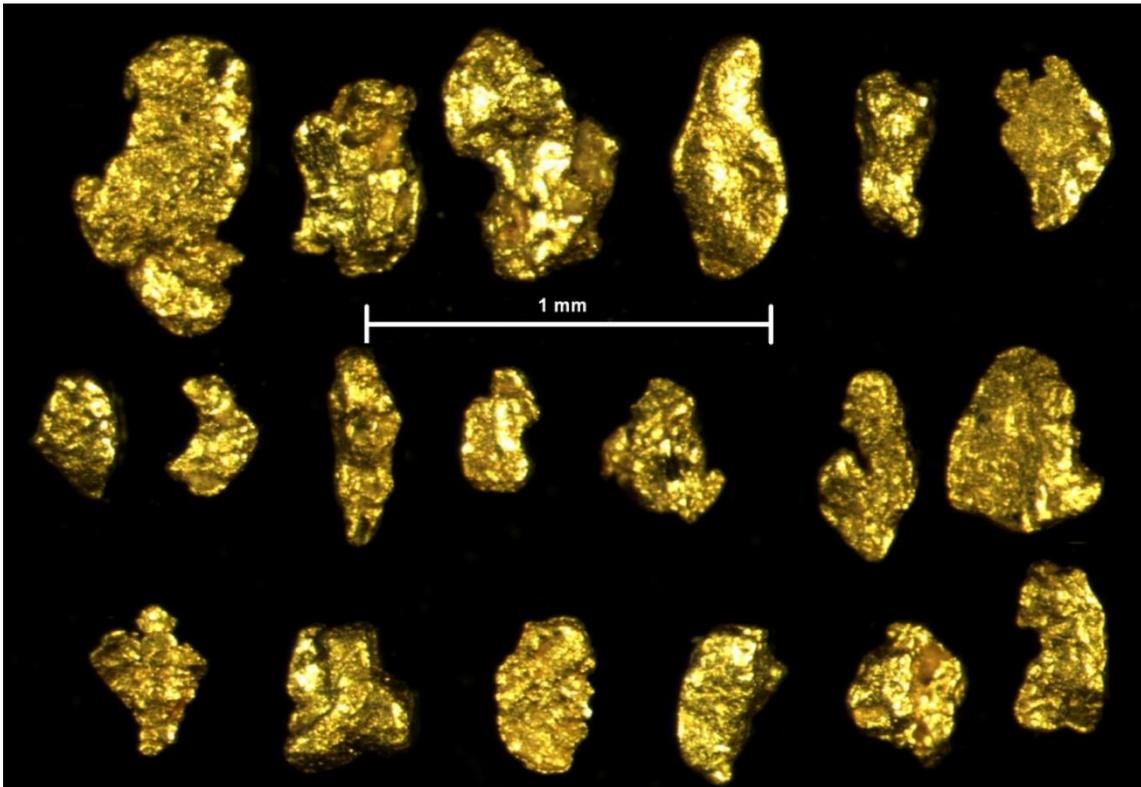


Figura 14: Partículas de oro de tamaño fino con superficies rugosas bajo lupa binocular (ver dos Santos et al. 2020).

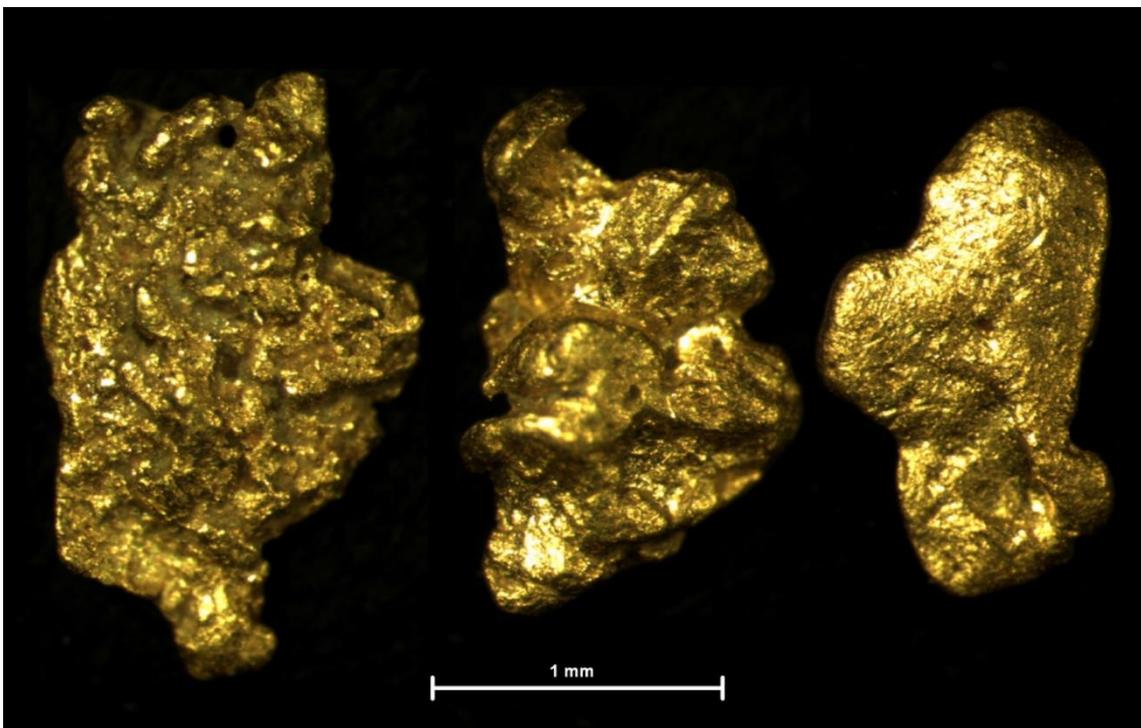


Figura 15: Partículas de oro de mayor tamaño, las dos primeras con superficies irregulares y rugosas, la última con superficie menos rugosa, bajo lupa binocular.

Las morfologías varían desde formas regulares y angulosas, típicas de partículas que conservan sus rasgos primarios y que han sufrido escaso transporte, hasta formas complejas y redondeadas (Fig. 15). Además, las partículas se distribuyen en tamaños comprendidos entre 0,2 y 3 mm, con similares rasgos morfológicos (Fig. 16).

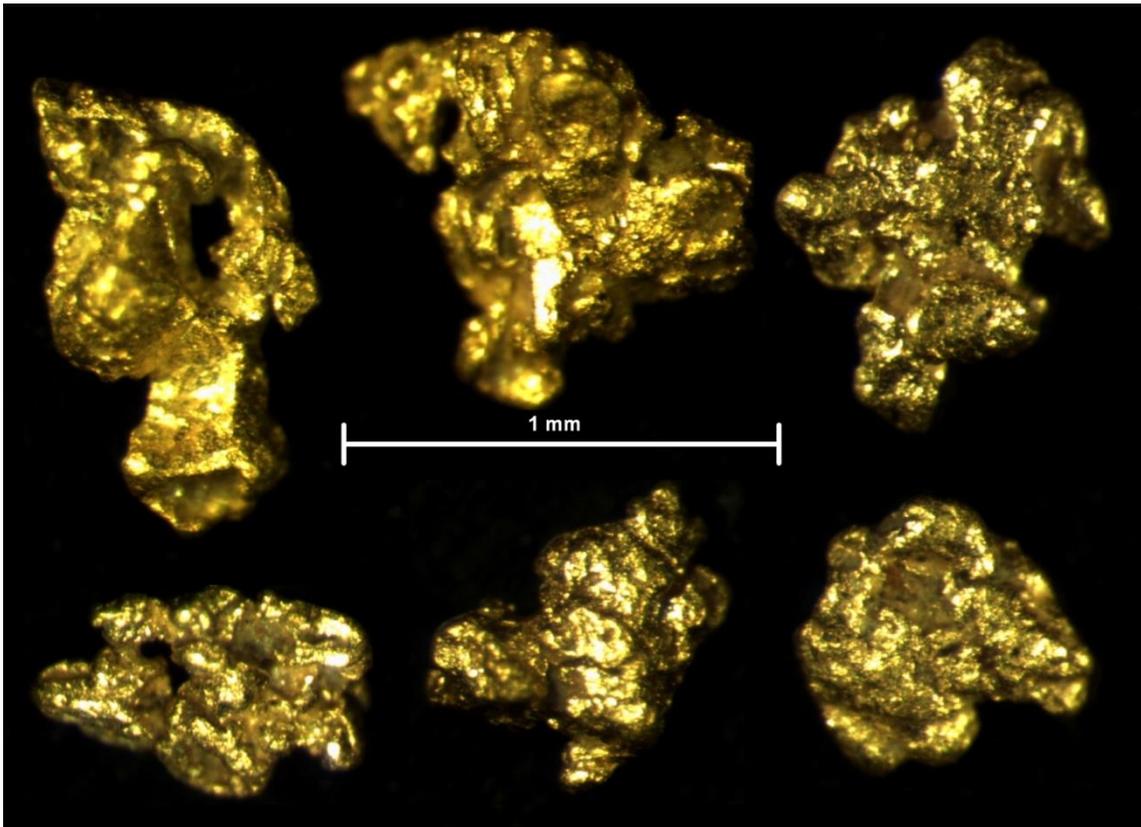


Figura 16: Partículas de oro con morfologías complejas e irregulares, bajo lupa binocular.

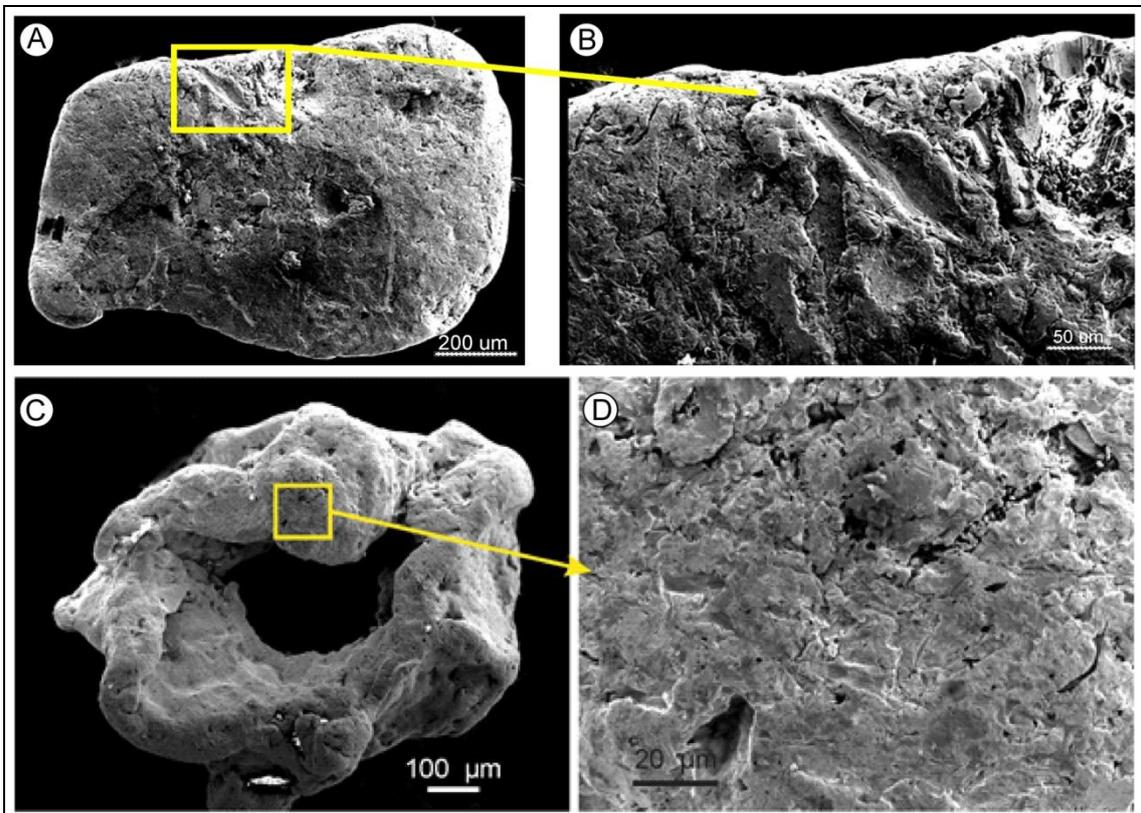


Figura 17: A) Partícula de oro con marcas de transporte en la superficie. B) Detalle de la imagen anterior. C) Marcas de transporte en una partícula con morfología compleja. D) Detalle de la imagen anterior. Microfotografías en MEB (ver dos Santos et al. 2020).

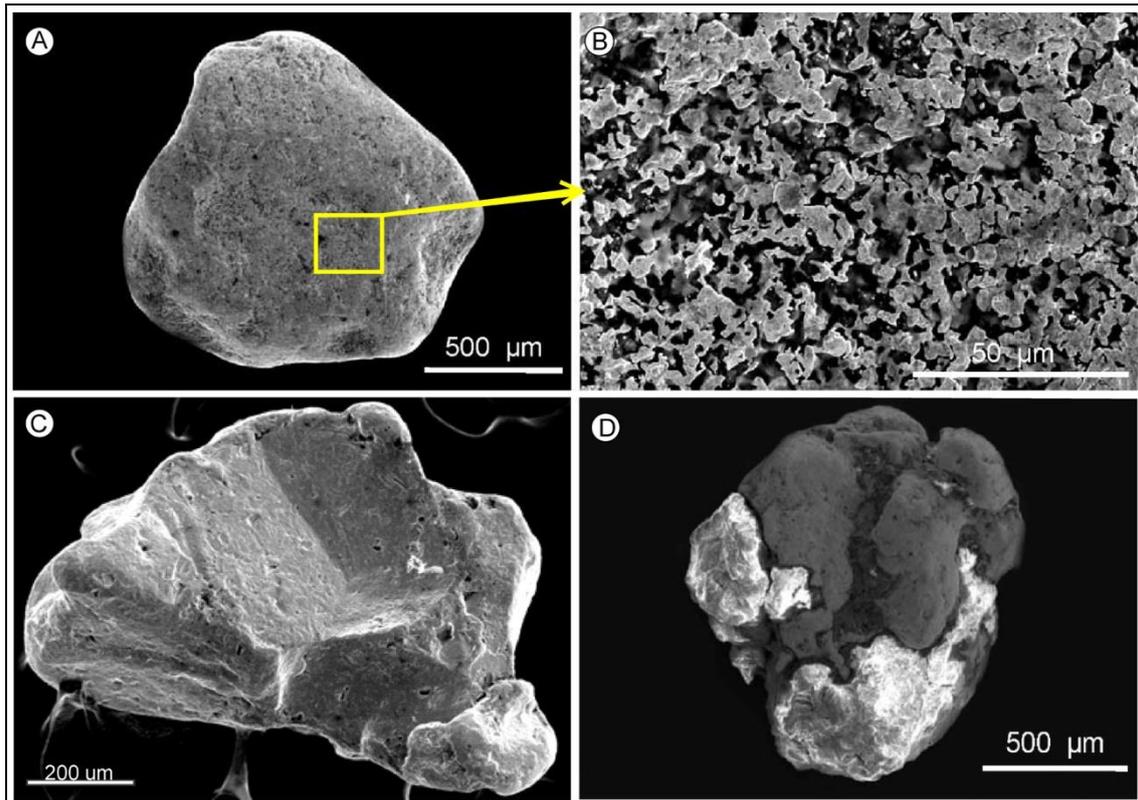


Figura 18: A) Partícula con textura esponjiforme. B) Detalle de la superficie porosa. C) Partícula con molde dejado por un mineral idiomorfo. D) Partícula de oro con cuarzo filoniano engarzado. Microfotografías en MEB (ver dos Santos et al. 2020).

Las morfologías lobulares e irregulares con porosidad penetrante tradicionalmente se denominan esponjiformes (Kalinin et al., 2009; Reith et al., 2009). Esta morfología ha sido observada únicamente en una de las partículas estudiadas (Fig. 18, A y B). Además, otras partículas preservan moldes de minerales primarios en su superficie y tan solo en una de ellas, se observan restos de cuarzo filoniano (Fig. 18, C y D).

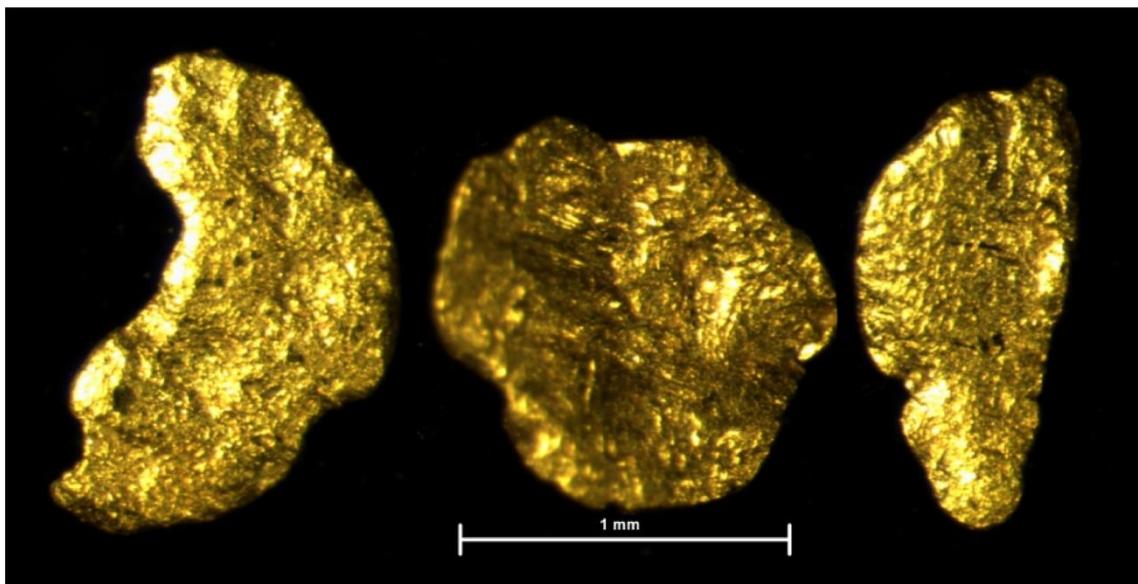


Figura 19: Imagen en el binocular de partículas de oro con morfologías planares debidas a golpeo.

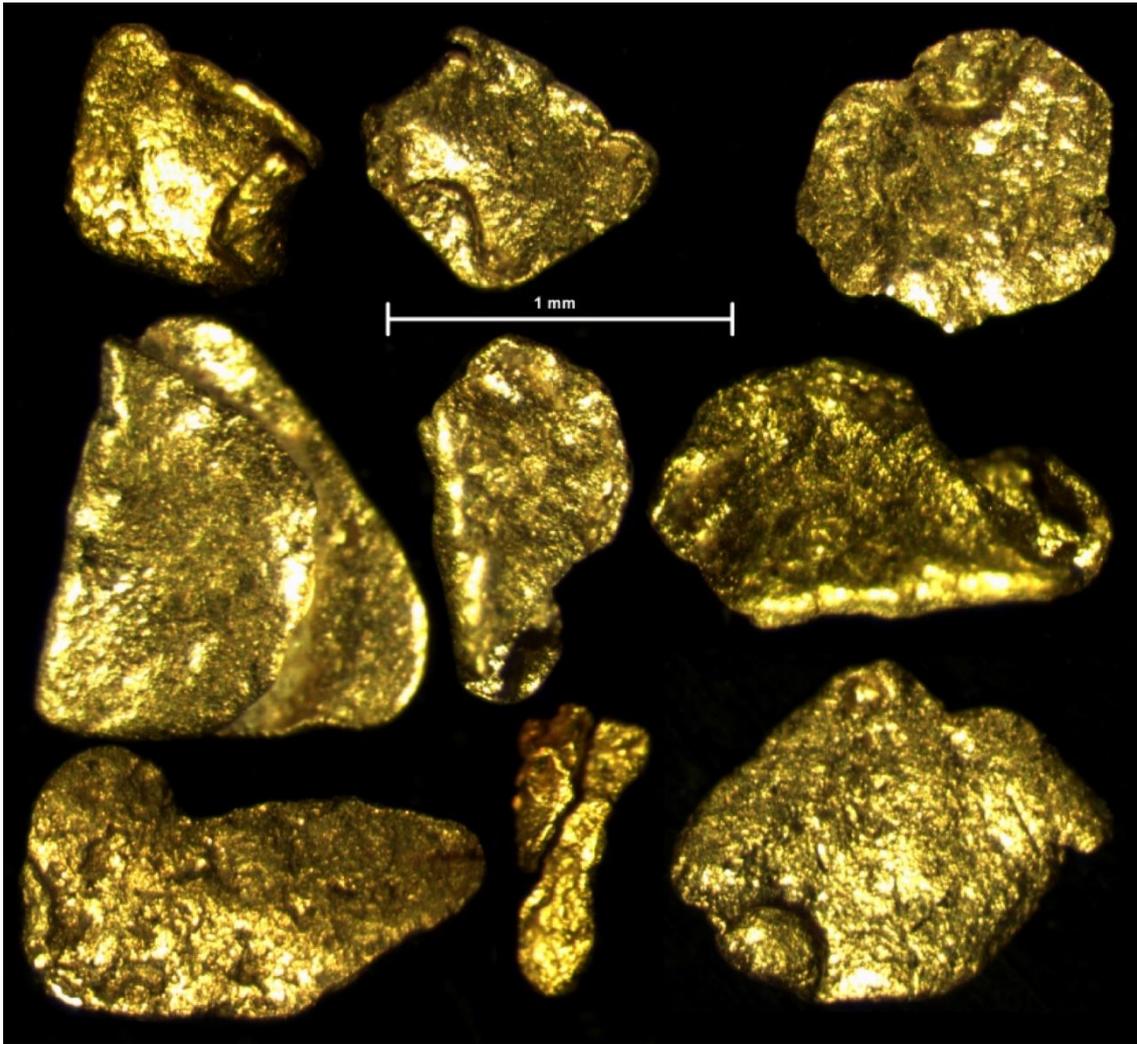


Figura 20: *Imagen en el binocular de partículas de oro con plegamiento debido a golpeo.*

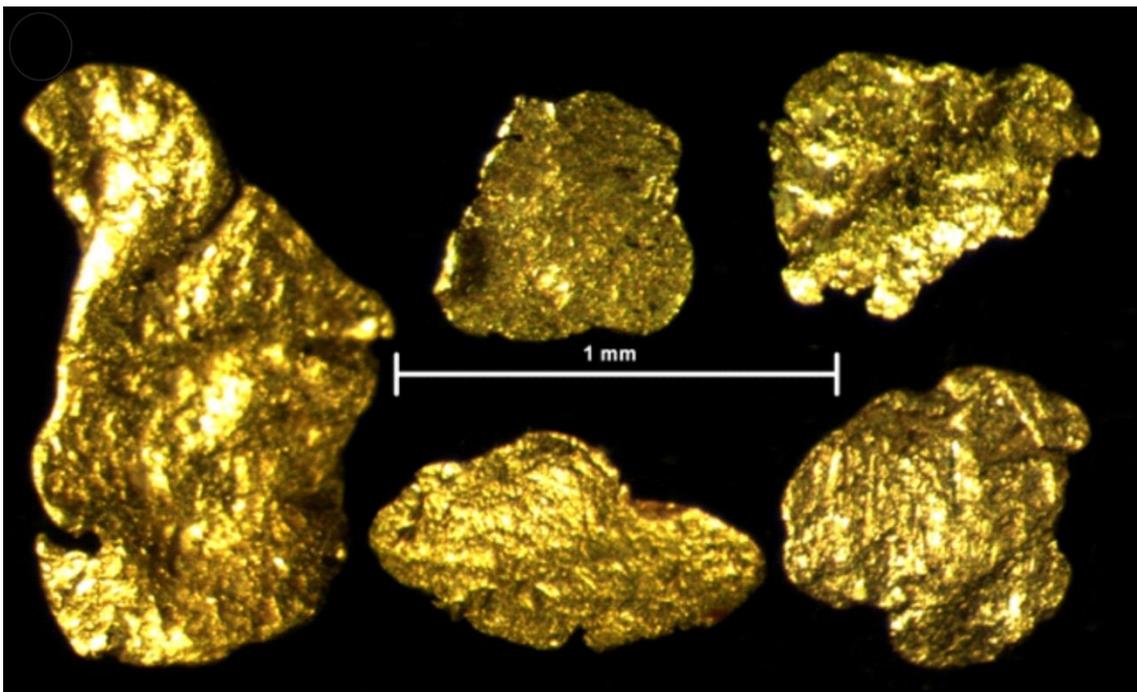


Figura 21: *Imagen en el binocular de partículas de oro con evidencias de fracturación debido a golpeo durante un transporte intenso.*

El 30% de las partículas estudiadas muestra marcas de impacto. Este proceso modifica la morfología de las partículas redistribuyendo su masa y generando formas planares (Fig. 19). De este grupo, un 33% además muestra evidencias de plegamiento (30%; Fig. 20) e incluso fracturación (Fig. 21), indicativo de un transporte más intenso.

El tamaño de las partículas de oro que componen la mineralización del arroyo Fresnedoso varía entre 3,08 y 0,11 mm, con valores medios para sus tres dimensiones máximas, largo (L), ancho, (A) y grosor (G) de 0,84 mm, 0,52 mm y 0,19 mm respectivamente. Estas medidas han sido representadas en un histograma de distribución de tamaños, pudiendo observar para la L la presencia una distribución bimodal, con tamaños superiores (A_p) e inferiores (B_p) a 1,2 mm (Fig. 22).

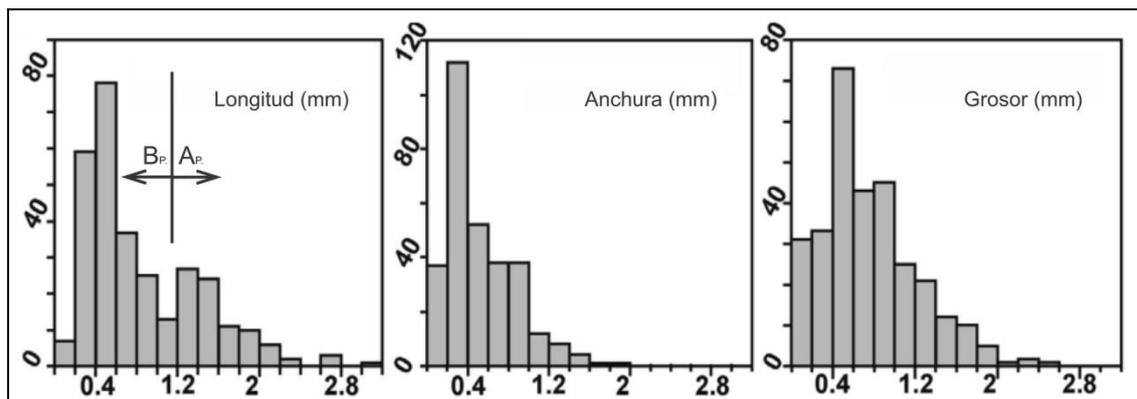


Figura 22: Histograma de distribución de la longitud (L), la anchura (A) y el grosor (G). En el diagrama para la L, se aprecia distribución bimodal (A_p y B_p) en el valor de 1,2 mm.

Según la clasificación de Barrios et al. (2015), la morfología subdiscoidal es la dominante (31,2%) frente a las esférica (28,2%), elongada (22,7%) y discoidal (17,9%). En cuanto a la redondez, se observa la coexistencia de tres grados diferentes: angulares (41,6%), intermedias (32%) y redondeadas (26,4%) (Fig. 10). Según los índices calculados en el estudio estadístico, las partículas muestran una cierta proximidad a su área fuente y poseen formas más próximas a planares (dos Santos et al., 2020).

Como se comentó anteriormente, existe una distribución bimodal para la L que refleja la coexistencia de dos poblaciones de partículas de Au (A_p y B_p ; Fig. 22, A). La población A_p (30%) de menor tamaño, presenta morfologías mayormente planares, redondeadas y agrupa la mayor parte de las partículas plegadas (83,35%), martilleadas, (80%) y fracturadas (91%). Por otro lado, la población B_p (70%) de mayor tamaño, incluye morfologías esféricas y angulosas. Según estas características, las distancias de transporte corresponderían a un intervalo de entre 2,5-10 km para B_p y de entre 20-50 km para A_p (dos Santos et al., 2020).

Estructura y composición química interna

Al estudiar el interior de las partículas de oro con el microscopio metalográfico, se observaron tres tipos de oro con distinto color, textura y composición. El color obedece a variaciones de la composición, amarillo oscuro cuanto mayor es la pureza del oro y amarillo pálido cuanto más porcentaje de Ag presenta la aleación. El análisis químico mediante microsonda electrónica muestra que las partículas están compuestas por una aleación bimetálica (Au:Ag) con cantidades variables de Ag. A partir de todas estas características se han diferenciado tres tipos de oro (Au1, Au2 y Au3; Fig. 23).

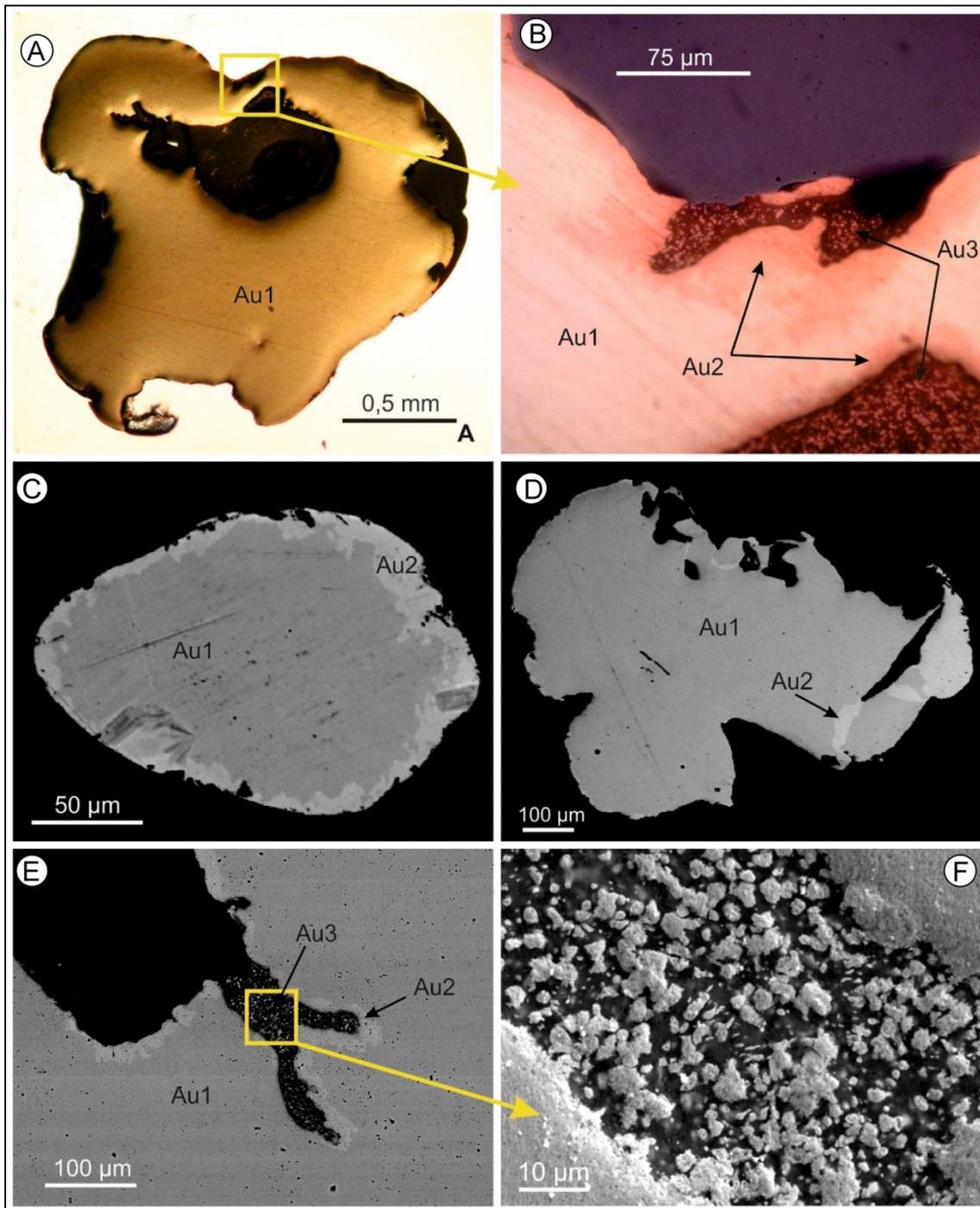


Figura 23: A) Superficie interna de la partícula 1 de color amarillo. B) Detalle de la partícula anterior donde se observa la diferencia de color entre Au1 (amarillo) y Au2 (amarillo oscuro-rojado). C) Observación del interior de una partícula en MEB donde es evidente la diferencia entre los dos tipos de oro anteriores. D) Interior de una partícula, en MEB, con bandas de Au2. E) Hueco en el borde de una partícula que se encuentra parcialmente relleno de Au3. El hueco coincide con un punto triple. F) Detalle del Au3 alotriomorfo y tamaño submilimétrico. A y B: fotografías en microscopio metalográfico (luz reflejada); C-F: microfotografías en MEB y bajo electrones retrodispersados (dos Santos et al., 2020).

El Au1 es el más abundante y se observa en la parte interna de las partículas ocupando aproximadamente un 88% del total. Su color es amarillo claro (Fig. 23; A y B) debido a que contiene mayor proporción de Ag y su pureza se encuentra entre 88 y 94 Au wt% de Au (Tabla I).

Tabla I

Partícula	N	Au1 (%)	Au2 (%)
1	6	89,21	98,80
2	5	87,68	99,51
3	10	93,03	--
4	5	93,24	99,69
5	10	93,76	99,09
6	2	93,52	--
7	10	94,13	99,73

Tabla I. Contenido medio de Au en Au1 y Au2. N: cantidad de análisis por partícula. Análisis realizados en MEB y unidades en % en peso de Au.

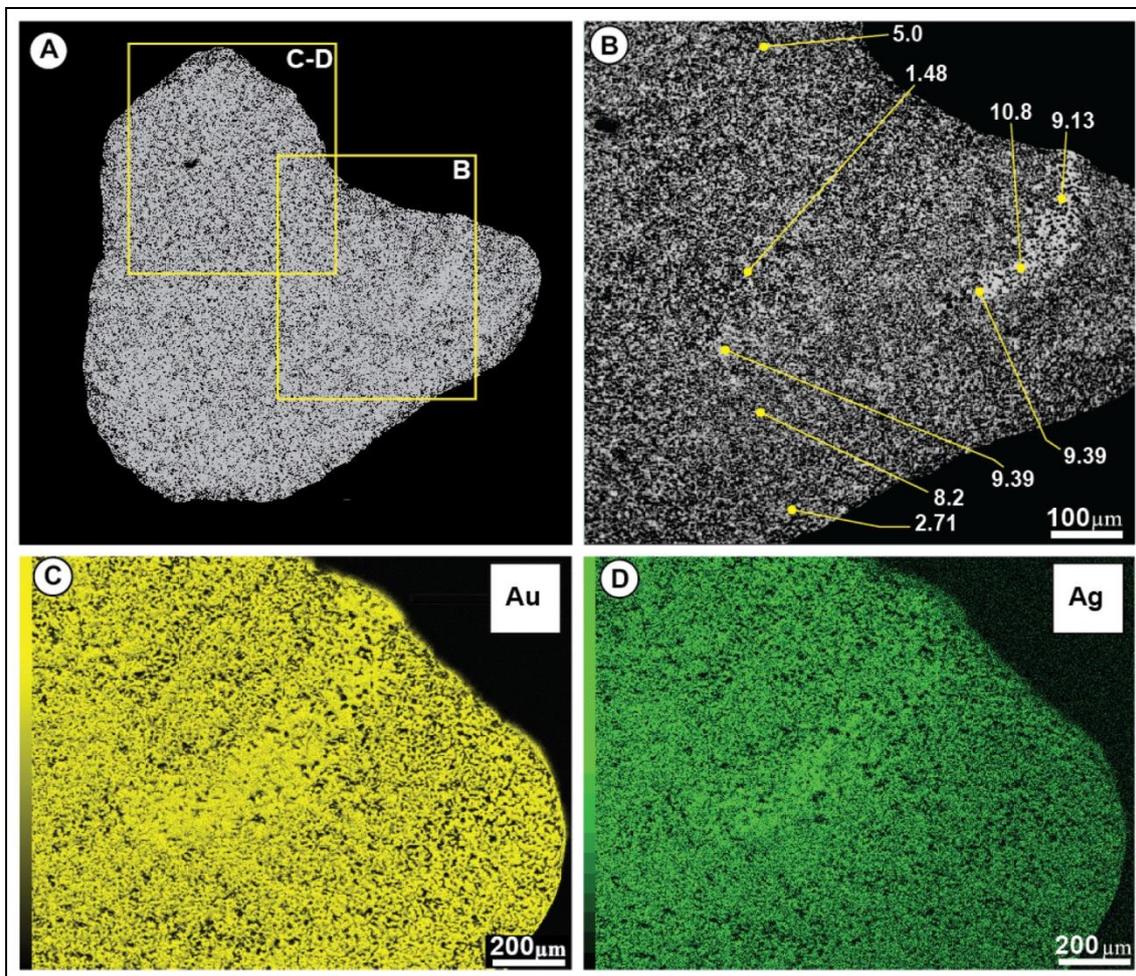


Figura 24: A) Microfotografía en MEB de una partícula con porosidad. B) Detalle de la imagen anterior donde se observa la porosidad en la zona interna junto a la composición química Gr 3 (microsonda electrónica, modo de electrones retrodispersados). C y D) Mapas de concentración de Ag y Au respectivamente. Se observa que la zona de mayor porosidad coincide con la menor cantidad de Ag (dos Santos et al., 2020).

En cuanto al Au2 presenta extrema pureza, con un contenido medio de 99 wt% de Au (Tabla I) que le aporta un color amarillo dorado o rosado. Se observa en forma de una fina capa de oro que representa aproximadamente entre el 0,2 y 5% de la superficie de la partícula (Fig. 23, B). Este oro envuelve al Au1 mediante un contacto neto e

irregular y en el MEB se identifica como una banda de color gris claro (Fig. 23, C y D). En ocasiones, se aprecian estas finas bandas de hasta 100 μm de longitud y 15 μm de anchura, desarrolladas desde el borde de la partícula hacia al centro. Las bandas se unen en puntos triples que corresponden a contactos entre diferentes cristales que componen las partículas.

El último tipo de oro, Au₃, aparece en forma de pequeños granos alotriomorfos de tamaño muy fino (<10 μm), dentro de agregados poliminerales constituidos por filosilicatos y oxi-hidróxidos de Fe. Rellenan tanto grietas del interior de las partículas (Fig. 23, E y F) como huecos de la superficie. Debido al pequeño tamaño de este oro no se han podido analizar de forma cuantitativa, sin embargo, muestra un color similar al tipo de oro anterior lo que sugiere una elevada pureza y, además, este tipo de oro, ha sido identificado en partículas y pepitas procedente de áreas cercanas como Santibáñez el Alto (Barrios, 2014) y cuyos análisis confirman la ausencia casi total de Ag.

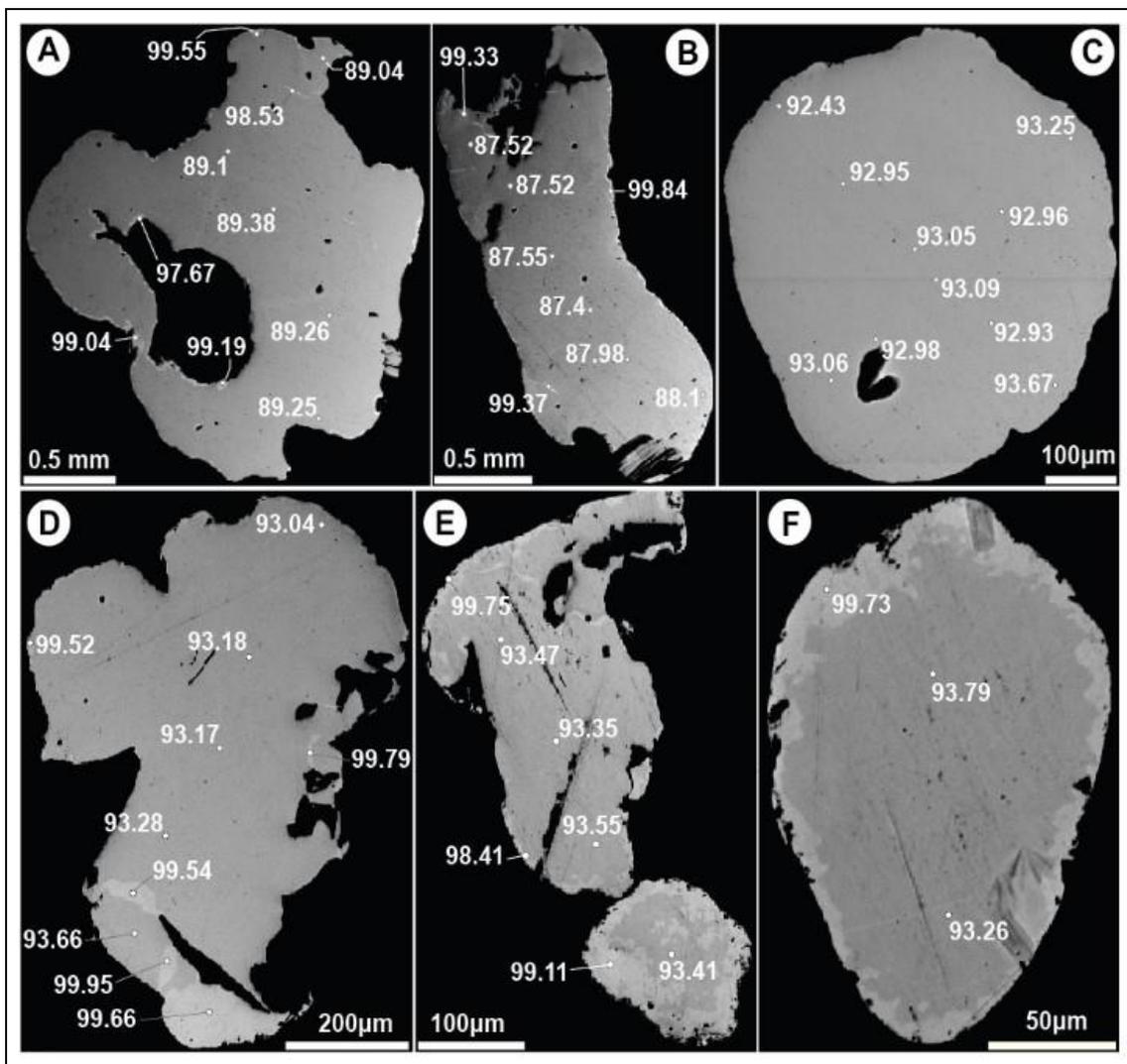


Figura 25. Composición química de Au1 y Au2 en algunas de las partículas estudiadas (microfotografías realizadas con microsonda electrónica y electrones retrodispersados). Las partículas 1 (A) y 2 (B), corresponden al grupo Gr1. Las partículas 3 (C), 4 (D), 5 (E) y 6 (F) corresponden al grupo Gr2 (dos Santos et al., 2020).

Una de las partículas estudiadas presenta tanto en su superficie externa (Figuras 18, A y B) como en su interior, una textura con una marcada porosidad que no permite diferenciar núcleo y borde (Fig. 24, A). Los análisis químicos en su interior muestran

cantidades variables de Ag (Figura, 24 B), más bajas cuanto mayor porosidad, como se observa en los mapas composicionales (Fig. 24, C y D).

Finalmente, las partículas fueron separadas en tres grupos geoquímicos en base a la composición de su zona interna (Au1), en la que se conserva la textura y composición primaria (Stewart et al., 2017): Gr1, con contenido de Au entre 87,40 y 89,38 % (Fig. 25, A y B); Gr2 con oro de mayor pureza, con valores entre 92,43 y 93,79 wt% de Au (Fig. 25, C-F); Gr3, correspondiente a la partícula con textura porosa y contenido medio de 92,98% wt% de Au (Fig. 24).

EL ORIGEN DEL ORO

El arroyo Fresnedoso se encuentra encajado en sedimentos miocenos de tipo aluvionar constituidos por arenas, arcillas, gravas y cantos. Durante el muestreo se observó que el oro aparecía en menor proporción en los sedimentos miocenos, mientras que se mostraba concentrado en los cuaternarios del cauce del arroyo Fresnedoso (Fig. 26). Esto es debido a que el arroyo incorpora y concentra el oro de los sedimentos miocenos cuando los atraviesa. En la zona NO de la provincia de Cáceres existen depósitos terciarios similares como el Sierro de Coria o el Sierro Marifranca (Florido et al., 2007; Rivas et al., 2008), situados en la cuenca de Coria.

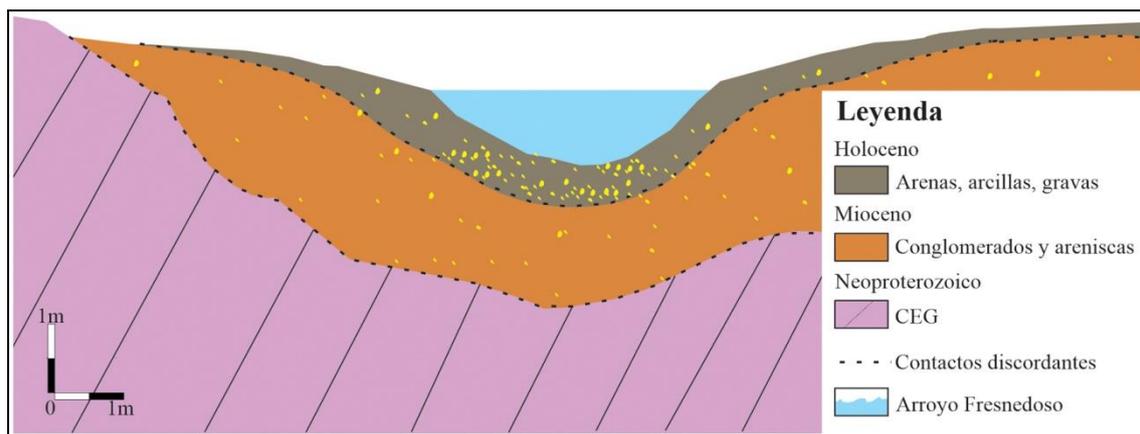


Figura 26. Modelo conceptual esquemático del cauce del arroyo Fresnedoso donde se aprecia cómo se distribuyen los materiales y la mineralización aurífera.

La longitud de las partículas de Au (entre 0,11 y 3,08 mm) muestra una distribución bimodal (Ap y Bp). Esa diferencia en los tamaños puede deberse a una reducción del tamaño original por efectos del transporte (Giusti, 1986; Knight et al., 1999). El grupo Ap (>1,2 mm) reúne la mayor parte de las partículas con morfologías planares y redondeadas, además de evidentes plegamientos y fracturas, mientras que el grupo Bp (<1,2 mm) incluye partículas angulosas con morfologías más próximas a cúbicas y/o esféricas. La diferencia en tamaño y grado de redondez de los dos grupos de partículas, que aumenta rápidamente en los primeros kilómetros de transporte (Knight et al., 1999), indica diferente grado de transporte y por lo tanto diferentes áreas fuente. Al relacionar los datos extraídos del cálculo de índices con la morfología de partículas, se aprecia que el transporte elevado se corresponde con las partículas con mayor grado de madurez (redondez, plegamiento, fracturas y martilleo) (Knight et al., 1999; Youngson et al., 2002) y que existe un predominio de partículas planares. El modelo de transporte establecido, sugiere distintas distancias de transporte de entre 2,5 y 10 km para Bp y entre 20 y 50 km para Ap.

El origen primario de esas partículas está probablemente asociado a venas de cuarzo que se encuentran encajadas en metasedimentos del CEG, como indica la presencia de restos de cuarzo y moldes en la superficie de las partículas. Las características químicas del oro primario quedan registradas en el núcleo (Au1) de las partículas, presentando valores comprendidos entre 87,40 y 93,79 wt% de Au, compatibles con un origen hipogénico (Hough et al., 2009). La coexistencia de varios grupos de partículas con diferentes proporciones de Au y Ag, puede ser el resultado de un zonación vertical y lateral de yacimiento primario del que proceden (Chapman et al., 2000), o bien que la composición refleje diferentes etapas de mineralización (Giusti y Smith, 1984). La mezcla de partículas procedentes de distintas áreas fuentes sería otro mecanismo que explicaría la heterogeneidad observada (Wierchowiec, 2002). Sin descartar una posible contribución de las dos primeras ideas, esta última es coherente con la presencia de dos poblaciones con diferentes características morfotexturales.

En cuanto a los tipos de Au2 y Au3, su elevada pureza y características texturales indican que son el resultado de procesos secundarios de naturaleza supergénica. Para el Au2, la lixiviación de la Ag por el ion Cl^- parece un mecanismo plausible, mientras que para Au3, además de la lixiviación de Ag existen evidencias que apuntan a fenómenos de neoformación de oro, procedente de la disolución parcial de las partículas durante la alteración (dos Santos et al., 2020).

CONCLUSIONES

Del estudio morfotextural de las muestras recogidas en el cauce del arroyo Fresnedoso, se han determinado dos poblaciones de partículas (Ap y Bp) que presentan diferentes morfologías, interpretables como grados de transporte distintos.

Las características del Au1 (composición, moldes y restos de cuarzo filoniano engarzado en el oro) indican un origen hipogénico para el oro. Los resultados de los análisis de este oro primario han permitido diferenciar tres grupos geoquímicos, que, relacionados a los grupos morfológicos, sugieren la existencia de varias áreas fuente. Además, la existencia de oro de extrema pureza en el exterior de las partículas apunta a procesos secundarios supergénicos de lixiviación (Au2) y lixiviación-neoformación (Au3).

Basándonos en los resultados presentados la fuente del oro del placer del arroyo Fresnedoso se encuentra en alguno de los abundantes filones de cuarzo que aparecen encajados en los metasedimentos del CEG en un radio de entre 2,5 y 50 km. Estos filones habrían sido erosionados y el oro liberado, transportado y acumulado en paleoplaceres terciarios (miocenos). Posteriormente, debido al encajamiento de la red de drenaje y en concreto del arroyo Fresnedoso en los materiales terciarios, las partículas son extraídas y de nuevo acumuladas en sedimentos cuaternarios más recientes. Es decir, es el propio arroyo el encargado de reconcentrar las partículas de oro en un proceso de reciclaje y transporte de paleoplaceres y/o placeres de edad mioceno y cuaternario.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a Rafael Pablo Lozano y a Pilar Mata su ayuda en la realización de los estudios de microscopía electrónica con MEB. Así mismo agradecer a José Manuel Compañía su ayuda para la realización de los trabajos de campo y la discusión de los resultados. Los autores agradecen a los dos revisores anónimos sus observaciones y

sugerencias que han servido para mejorar este artículo. Este trabajo fue el proyecto de Fin de Máster del primer autor dentro del programa de Máster Oficial en Ciencias de la Tierra: Geología Ambiental y Aplicada de la Universidad de Salamanca (MUGA18), al cual se agradece su apoyo. La investigación ha sido financiada además por La Fundación Solórzano de la Universidad de Salamanca (FS/14-2019, FS/6-2019).

REFERENCIAS

- BALIL, A.; PEREIRA, G. y SÁNCHEZ-PALENCIA, F.J. (1991). *Tabula Imperii Romani*. Hoja K-20: Porto. Instituto Geográfico Nacional, 175 pp.
- BARRIOS, S. (2014). *Estudio del oro sedimentario del SO del Macizo Hespérico Español: rasgos morfo-texturales, geoquímica y geocronología* (Unpublished) PhD Thesis. University of Salamanca, Spain, 415 pp.
- BARRIOS, S.; FLORIDO, P. y REGUILÓN, R. (2009a). Estudio preliminar del oro residual sobre el Complejo Esquisto Grauváquico en el entorno del Embalse de Borbollón (Santibáñez el Alto, Cáceres). *SEM 2009, Macla*, **11**: 37-38.
- BARRIOS, S.; FLORIDO, P.; RIVAS DE HOYOS, A. (2009b). Aportaciones para una guía de la minería de oro romana del norte de Extremadura (comarcas: Hurdes - Sierra de Gata, Valle del Alagón y extremo NO de Tajo – Salor – Almonte). En: Una visión multidisciplinar del patrimonio geológico y minero (P. Florido e I. Rábano eds.), *Cuadernos del Museo Geominero*, IGME, **12**: 228-246.
- BARRIOS, S.; FLORIDO, P. y REGUILÓN, R. (2010). Depósitos auríferos del sector occidental del Sistema Central español. *Boletín Geológico y Minero*, **121** (1): 3-14.
- BARRIOS, S.; MERINERO, R.; LOZANO, R. & OREA, I. (2015). Morphogenesis and grain size variation of alluvial gold recovered in auriferous sediments of the Tormes Basin (Iberian Peninsula) using a simple correspondence analysis. *Mineralogy and Petrology*, **109**: 679-691. DOI: 10.1007/s00710-015-0399-x.
- BASCONES ALVIRA, L.; MARTÍN HERRERO, D. y GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. (1987). Memoria Hoja de Moraleja N°596 de Extremadura, Servicio de Documentación del IGME, 10, 353 pp.
- BONEV, I.K.; KERESTEDJIAN, T.; ATANASSOVA, R. & ANDREW, C.J. (2002). Morphogenesis and composition of native gold in the Chelopech volcanic-hosted Au–Cu epithermal deposit, Srednogie zone, Bulgaria. *Mineralium Deposita*, **37**: 614-629.
- CAILLEUX, A.; TRICART, J. (1959). En: *Initiation à l'étude des sables et des galets*, Vol 1. Centre de documentation Universitaire, Paris.
- CALVO, M. (2003). *Minerales y Minas de España*. Volumen I. Elementos. Edit. Diputación Foral de Álava, Vitoria-Gasteiz. 217 pp.
- CHAPMAN, R.J.; LEAKE, R.C. y MOLES, N.R. (2000). The use of microchemical analysis of alluvial gold grains in mineral exploration: Experiences in Britain and Ireland. *Journal of Geochemical Exploration*, **71**: 241-268.
- COMPAÑA, J.M.; BARRIOS, S.; RIVAS, A.; OREA I. y ANTORANZ, P. (2010). Vestigios de labores mineras romanas en la mina de oro de “El Chivote”, Calzadilla, Cáceres (España). En: Una visión multidisciplinar del patrimonio geológico y minero (P. Florido e I. Rábano eds.), *Cuadernos del Museo Geominero*, IGME, **12**: 247-256.

- COREY, A.T. (1949). *Influence of shape on the fall velocity of sand grains*. PhD Thesis, Colorado State University.
- DOMERGUE, C. (1987). *Catalogue des mines et des fonderies antiques de la Péninsule Ibérique*. Publicación de la Casa de Velázquez, Serie de Arqueología VIII, Madrid.
- DOMERGUE, C. (2008). *Les mines antiques. La production des métaux aux époques grecque et romaine*. Éditions A. et J. Picard, Paris, 240 pp. ISBN: 978-2-7084-0800-5
- DOS SANTOS, A.K.; BARRIOS, S.; GÓMEZ BARREIRO, J.; MERINERO, R. & COMPAÑA, J.M. (2020). Morphological and compositional analysis of alluvial gold: The Fresnedoso gold placer (Spain). *Ore Geology Reviews*, **121** (103489).
- FLORIDO, P.; CHAMORRO, M. y RIVAS, A. (2007). *Estudio metalogenético y minero de las explotaciones auríferas romanas de la cuenca de Coria (Cáceres)*. Sistema de información documental, Documento 63277, Instituto Geológico y Minero de España (2007).
- FLORIDO, P. y RIVAS, A. (2006). Labores romanas en el Sierro de Coria (Coria, Cáceres). En: *Patrimonio geológico y minero: su caracterización y puesta en valor* (I. Rabano ed.), Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 63-77.
- GIUSTI, L. (1986). The morphology, mineralogy, and behavior of "finned-grained" gold from placer deposits of Alberta: sampling and implications for mineral exploration. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **23** (11): 1662-1672.
- GIUSTI, L. & SMITH, D.G.W. (1984). An electron microprobe study of some Alberta placer gold. *Mineralogy and Petrology*, **33** (3): 187-202.
- HOUGH, R.M.; BUTT, C.R.M. & FISCHER-BÜHNER, J. (2009). The crystallography, metallography and composition of gold. *Elements*, **5**: 297-302.
- IGME, 1982. *Continuación de la prospección de Sn, W y Au en diversas reservas de Extremadura (Cáceres-Badajoz)*. Servicio de Documentación del IGME, nº 10, 353 pp.
- IGME (1987). *Exploración y ensayos metodológicos en la reserva ampliación al subsector X (Cáceres) Au, Sn y W*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, documento inédito, 285 pp.
- INYPSA (1993). *La Minería en Extremadura*. Ed. Junta de Extremadura, 535 pp. ISBN 84-606-1426-3
- KALININ, Y.A.; KOVALEV, K.R.; NAUMOV, E.A. & KIRILLOV, M.V. (2009). Gold in the weathering crust at the Suzdal' deposit (Kazakhstan). *Russian Geology and Geophysics*, **50** (3): 174-187. DOI: 10.1016/j.rgg.2008.09.002.
- KERR, G.; MALLOCH, K.; LILLY, K. & CRAW, D. (2017). Diagenetic alteration of a Mesozoic fluvial gold placer deposit, southern New Zealand. *Ore Geology Reviews*, **83**, 14-29.
- KNIGHT, J.B.; MORRISON, S.R. & MORTENSEN, J.K. (1999). The relationship between placer gold particles shape, rimming and distance of fluvial transports as exemplified by Gold from the Klondike District, Yukon Territory, Canada. *Economic Geology*, **94**: 635-648.
- LOCUTURA, J. (2006). *Mapa metalogenético de la provincia de Cáceres* Escala 1:200.000 /Instituto Geológico y Minero de España; Junta de Extremadura. Dirección General de Ordenación Industrial, Energía y Minas: Instituto Geológico y Minero de España, 2006. 253 pp.

MACIAS, E. (1992). *Estudio geológico en los Permisos de Investigación Mercedes IV, Mercedes V y Mercedes VI en Valverde del Fresno (Cáceres)*. Sección de Minas de Cáceres. Documento inédito.

PÉREZ-GARCÍA, L.C. (1991). Métodos de prospección de oro en diferentes depósitos aluvionares en España. *Gisements alluviaux d'or*, La Paz, 1-5 juin 1991., 325-355

PÉREZ-GARCÍA, L.C. y RIVAS, A. (1987). *Proyecto de Investigación 2ª Fase Krystina I y Krystina II*. Informe interno de Mina Krystina, S.A, 35 pp.

PÉREZ-REGODÓN, J. (1969). Investigaciones auríferas en la provincia de Cáceres. *Boletín Geológico y Minero*, **80** (2): 131-145.

RIVAS, A.; BARRIOS, S. y LOZANO, R. (2017). Pepitas de Oro Españolas. Instituto Geológico y Minero de España, *Cuadernos de Museo Geominero*, **23**, 182 pp. ISBN: 978-84-9138-048-1

RIVAS, A.; FLORIDO, P. y BARRIOS, S. (2008). Labores mineras históricas, de origen romano, en el Sierro Marifranca (Guijo de Coria, Cáceres). En: Palacios, A., Esbrí, J.M. e Higuera, P. (Eds.), *VII Congreso Internacional sobre Patrimonio Geológico y Minero*, Centro de Estudios Universitarios de Puertollano, 155-170.

REITH, F.; WAKELIN, S.A.; GREGG, A.L. & SCHMIDT-MUMM, A. (2009). A microbial pathway for the formation of gold-anomalous calcrete. *Chem. Geol.*, **258**: 315-326.

SÁNCHEZ-PALENCIA, F.J. y PÉREZ GARCÍA, L.C. (2005). Minería romana de oro en las cuencas de los ríos Erges / Erjas y Bazágueda (Lusitania): La zona minera de Penamacor-Meimoa. En: *Lusitanos e Romanos no Nordeste da Lusitânia*. Actas das 2ª Jornadas de Património da Beira Interior, Guarda, 267-307.

STEWART, J.; KERR, G.; PRIOR, D.; HALFPENNY, A.; PEARCE, M.; HOUGH, R. & CRAW, D. (2017). Low temperature recrystallisation of alluvial gold in paleoplacer deposits. *Ore Geology Reviews*, **88**: 43-56.

WIERCHOWIEC, J. (2002). Morphology and chemistry of placer gold grains-indicators of the origin of the placers: an example from the East Sudetic Foreland, Poland. *Acta Geol. Pol.*, **52**: 563-576.

YOUNGSON, J.H. & CRAW, D. (1999). Variation in placer style, gold morphology and gold particle behavior down gravel bed-load rivers: an example from the Shotover/Arrow-Kawarau-Clutha River system Otago, New Zealand. *Economic Geology*, **94**: 615-634.

YOUNGSON, J.; WOPEREIS, P.; KERR, L.C. & CRAW, D. (2002). Au-Ag-Hg and Au-Ag alloys in Nokomai and Nevis valley placers, northern Southland and Central Otago, New Zealand, and their implications for placer-source relationship. *N. Z. J. Geol. Geophys.*, **45**: 53-69.

ACOPIOS

Revista Ibérica de Mineralogía



ACOPIOS

An Iberian Mineralogist Journal

ISSN 2171-7738



V112020

MTIEDIT

Foto Portada / Foto da Capa:

*Cristal de scheelita de 3,5 cm
Mina Navalcuadro, Martínamor, Salamanca
Col. e Fot. Santos Barrios*

ACOPIOS

Revista Ibérica de Mineralogía

ISSN 2171-7788



<http://mti-acopios.blogspot.com.es>

http://issuu.com/malacate/docs/acopios_V11

V112020

MTIEDIT