

ACOPIOS

An Iberian Mineralogist Journal

ISSN 2171-7788



V152024

MTIEDIT

ACOPIOS

An Iberian Mineralogist Journal

ISSN 2171-7788



V152024

MTIEDIT

ACOPIOS

An Iberian Mineralogist Journal
Revista Ibérica de Mineralogía

Volumen 15, 2024 ISSN 2171-7788

DIRECTOR/DIRETOR

Santos Barrios

Doctor en Geología

Ingeniero Técnico de Minas

Profesor del Dpto. de Geología de la
Universidad de Salamanca

EDITOR JEFE/EDITOR CHEFE

Jesús Alonso

Geólogo, Master en Museología
Vitoria-Gasteiz, País Vasco, España

COMITÉ ASESOR/COMITÉ ASSESSOR

José Manuel Compañía Prieto

Doctor en Química

Mineralogic and Quality Testing Specialist.
Group Quality Competence Centre.
Research and Quality Centre Cementir Holding
S.p.A.

Solystvej, 18. DK-9220 Aalborg, Denmark

Juan Gómez Barreiro

Doctor en Geología

Profesor del Dpto. de Geología de la
Universidad de Salamanca

EDITA

MTIEDIT, Vitoria-Gasteiz, 2024

Versión impresa de su original *on line*
<https://mti-acopios.blogspot.com/>

Editada en España - Edited in Spain

ACOPIOS

An Iberian Mineralogist Journal

Revista Ibérica de Mineralogía

MTIEDIT ISSN 2171-7788

Sumario/Sumário

FERNÁNDEZ CEREIRO, I.; BREA-FERNÁNDEZ, M.D.; ANTÓN-SEGURADO, R.; RODRÍGUEZ CASTRO, M.N. y RODRÍGUEZ-VÁZQUEZ, C.J.

Dundasita y otros minerales supergénicos de la mina Antonina (Sobrado, León) 1-21

ALONSO RAMÍREZ, J.; ALONSO CÓTCHICO, M.; ORTIZ DE ZÁRATE, E.; BARRIOS SÁNCHEZ, S. y COMPAÑÍA PRIETO, J.M.

Celadonita y otros contenidos vacuolares en las veritas (lamproítas) de la Cuenca de Vera (Vera, Almería) 23-56

ACOPIOS

An Iberian Mineralogist Journal
Revista Ibérica de Mineralogía

Volumen 15, 2024

Dundasita y otros minerales supergénicos de la mina Antonina (Sobrado, León)

Inés FERNÁNDEZ CEREIRO⁽¹⁾, Mª Dolores BREA-FERNÁNDEZ⁽²⁾, Raquel ANTÓN SEGURADO⁽¹⁾, María de las Nieves RODRÍGUEZ CASTRO⁽³⁾ y Carlos José RODRÍGUEZ-VÁZQUEZ⁽²⁾

(1) Área de Infraestructuras de Investigación, Universidad de Santiago de Compostela,
15782 Santiago de Compostela, A Coruña (España)

(2) Área Central, 15707 Santiago de Compostela, A Coruña (España)
carlosjrodrivaz@gmail.com

(3) Travesía de Vigo, 36206 Vigo, Pontevedra, (España)

Resumen

FERNÁNDEZ CEREIRO, I.; BREA-FERNÁNDEZ, M.ª.D.; ANTÓN-SEGURADO, R.; RODRÍGUEZ CASTRO, M.N. y RODRÍGUEZ-VÁZQUEZ, C.J. (2024). Dundasita y otros minerales supergénicos de la mina Antonina (Sobrado, León). *Acopios*, **15**: 1-21.

Durante una corta visita a la mina Antonina (Requejo, Sobrado, León, España) en 2019, fueron obtenidas en sus escombreras muestras de fragmentos de cuarzo con minerales secundarios en sus fisuras. Diferentes análisis posteriores confirmaron la presencia de dundasita, que se muestra con su cristalización típica en forma de agregados fibroso-radiados. Este mineral aparece junto con azurita, malaquita, alofana, plumbogummite y caledonita, como productos de alteración supergénica de minerales de Pb-Cu-Zn. Este trabajo supone la cita de nuevas especies a incorporar en la paragénesis de esta mina y una nueva localidad dentro de la Península Ibérica en la que se cita dundasita.

Palabras clave: dundasita, plumbogummite, alofana, mina Antonina.

Abstract

FERNÁNDEZ CEREIRO, I.; BREA-FERNÁNDEZ, M.ª.D.; ANTÓN-SEGURADO, R.; RODRÍGUEZ CASTRO, M.N. & RODRÍGUEZ-VÁZQUEZ, C.J. (2024). Dundasite and other supergene minerals from Antonina mine (Sobrado, León, Spain). *Acopios*, **15**: 1-21.

During a short visit to the Antonina mine (Requejo, Sobrado, León, Spain) in 2019, samples of quartz fragments with secondary minerals in their fissures were obtained in its dumps. Subsequent analyses confirmed the presence of dundasite, which is shown with its typical crystallization in the form of fibrous-radiated aggregates. This mineral appears together with azurite, malachite, allophane, plumbogummite and caledonite, as supergene alteration products of Pb-Cu-Zn minerals. This work involves the citation of new species to be included in the paragenesis of this mine and a new locality within the Iberian Peninsula where dundasite is cited.

Keywords: dundasite, plumbogummite, allophane, Antonina mine.

INTRODUCCIÓN

Durante el verano de 2019, en un viaje familiar de Ourense a Cacabelos (León), se aprovechó el paso cercano a la mina Antonina (Sobrado, León) y en una rápida visita se exploraron los restos de las escombreras, donde los más jóvenes recogieron los ejemplares con los colores más llamativos. Otra de las razones era completar la paragénesis de la mina, con especial atención a la búsqueda de hidrocincita y crisocola.

Entre los minerales recogidos, destacaban unas muestras de cuarzo en cuyas fisuras se reconocieron azurita en forma de eflorescencias de diminutos cristales prismáticos asociados a óxido de Mn, smithsonita blanca de hábito “grano de arroz” y agregados fibrosos o de aspecto mamelonar de malaquita (Fig. 1). También se observaron esferas de rosasita verde oscuras (Fig. 2), acompañadas ocasionalmente de cristales de cerusita parda, casi negra, y hemimorfita incolora dispuesta en haces, todos ellos de pequeño tamaño (< 2 mm). Ya incluida en la matriz de cuarzo, aparecían pequeñas masas de galena y calcopirita (< 2 cm). Estos minerales identificados de *visu*, ya han sido descritos previamente en un trabajo sobre esta mina (Calvo *et al.*, 2002).

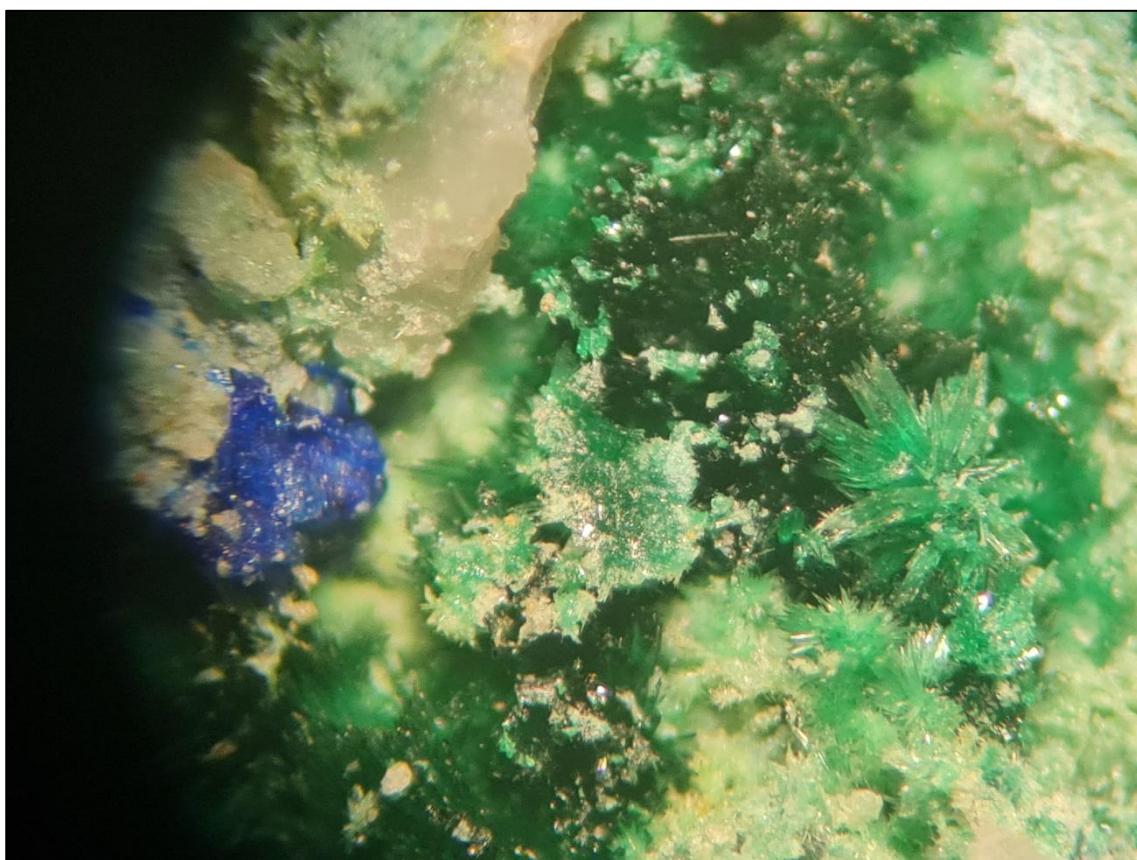


Figura 1: Cristales aciculares de malaquita llenando un pequeño hueco de cuarzo. Campo de visión 11 mm. Fotografía y colección Carlos J. Rodríguez.

Uno de los minerales que nos resultó más interesante se observó en forma de recubrimientos botroidales de color azul claro, tapizando fisuras de un bloque de cuarzo, junto a azurita, cerusita y pequeños agregados fibroso-radiados (de 1,5 mm de diámetro, aproximadamente) blancos de un supuesto carbonato. En un principio se pensó que podía tratarse de crisocola. Sin embargo, al no disponer de imágenes suficientes de este mineral de la mina Antonina para comparar y debido a que su color es más claro que ejemplares procedentes de otras localidades, se decidió llevar a cabo su análisis, al igual que los minerales asociados.



Figura 2: Pequeño agregado de rosasita en un hueco del cuarzo. Ancho del grupo 2,5 mm. Fotografía y colección Carlos J. Rodríguez.

Los trabajos mineros en la mina Antonina dieron comienzo en la mitad de los años 30 del siglo XX y se orientaron principalmente para la extracción de Hg, Ag y Zn. Entre 1965 y 1972 fueron beneficiados aproximadamente 185.000 t de mineral con un 6,3% Pb, 3,2% de Zn y 59 g/t de Ag (Tornos *et al.*, 1993). Posteriormente, se realizaron otros trabajos de investigación en la década de los 70, como una importante campaña de sondeos y la excavación de accesos al interior, sin embargo, la mina no llegó a explotarse de nuevo. Los sondeos indicaron un yacimiento de 4,74 Mt del 4,39 % de Pb y 5,4 % de Zn, aunque cálculos posteriores revelaron que el depósito era menor: aproximadamente 2Mt con 5,28% de Pb, 5,25% de Zn y 47,7 g/t de Ag (Hermosa, 1995).

ENCUADRE GEOLÓGICO Y DESCRIPCIÓN DEL YACIMIENTO

La estructura mineralizada de la mina Antonina corresponde a filones de cuarzo encajados entre la Caliza de Vegadeo y pizarras de la Serie de los Cabos, que presentan direcciones principalmente NW-SE y buzamientos subverticales. Tal y como se aprecia en la Fig. 3, se reconocen varios enclaves de filones silíceos a lo largo de este contacto litológico (de unos 50 km) a modo de lentejones discontinuos, encontrándose localizada la mina Antonina al SE (Tornos *et al.*, 2023).

La mineralización tuvo lugar durante las últimas etapas de la orogenia hercínica, a partir de fluidos hidrotermales de unos 200°C y con pH alto, que tomaron el elemento S procedente de la reducción de sulfatos presentes en las calizas de Vegadeo y los elementos metálicos, de las rocas adyacentes.

La mena está constituida por sulfuros entre los que destacan la calcopirita, acompañada de esfalerita (rica en Hg) y galena. Estos sulfuros se alteraron supergénicamente formando un gossan de hasta 40 m de profundidad, que incluye una gran diversidad de minerales secundarios de Cu-Pb-Zn que rellenan los huecos dejados por los minerales primarios (Ribera *et al.*, 1992; Tornos *et al.*, 1996; Tornos *et al.*, 2023).

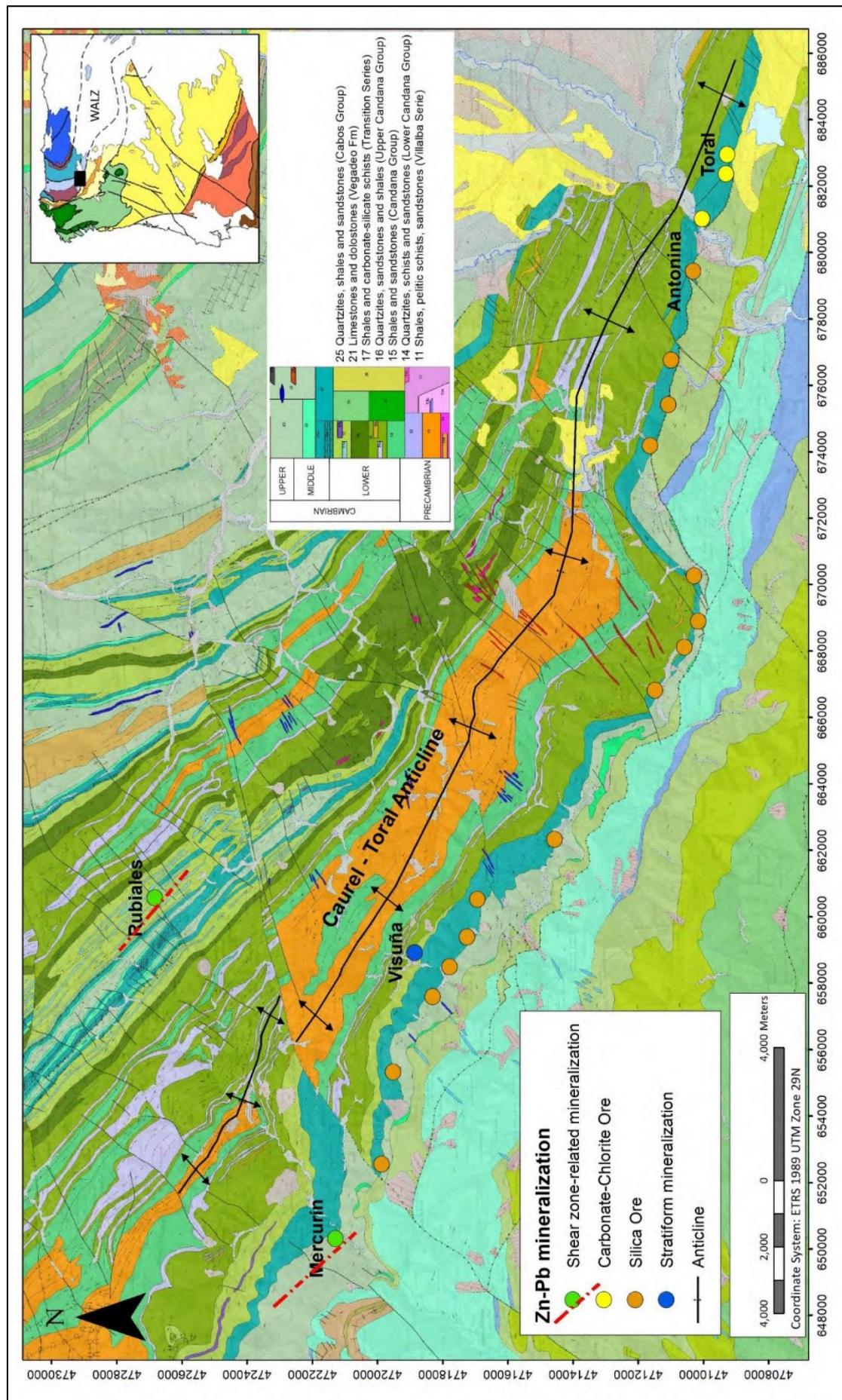


Figura 3: Mapa geológico de la zona de Ponferrada-Courel y situación de yacimientos mineralizados. Fuente: Tornos *et al.*, 2023.

Los gossan constituyen masas superficiales de óxi-hidróxidos de Fe (hematites, goethita) formados por efecto de la meteorización del yacimiento primario. En un perfil ideal y general adaptado a minerales de Cu y su paragénesis (Fig. 4), observamos que bajo el gossan aparece la zona de oxidación que a su vez se divide en dos partes. En la superior se encuentra la zona de lixiviación o de fosfatos, correspondiente a la primera capa afectada por oxidación. El aporte de P se combina con los metales liberados Pb, Cu y Zn para formar minerales secundarios (piromorfita, mimetita, plumbogummitta) junto a hidróxidos de Al y filosilicatos. En la inferior aparece la zona de carbonatos, donde la presencia o infiltración de CO₂ forma cerusita, smithsonita y carbonatos de Cu. A esta zona supergénica se asocia la fase inicial de sulfatos, con presencia de anglesita o plumbojarosita entre otros. Bajo el nivel freático (línea roja en la figura 4), las condiciones son de reducción y tiene lugar la precipitación de sulfuros secundarios (por ejemplo: pirita, calcosina, covellina, bornita, etc.), en una banda conocida como zona de cementación o enriquecimiento. Por último, en la parte más profunda encontramos el yacimiento primario sin alterar (Nickel, 1984; Thornber, 1985; Rosemeyer, 1994; Chávez, 2000; Scott *et al.*, 2001; Staszak, 2006; Noguez-Alcántara *et al.*, 2007; Siuda y Kruszewski, 2013; Jensen *et al.*, 2010; Dill, 2015; Schumer *et al.*, 2019).

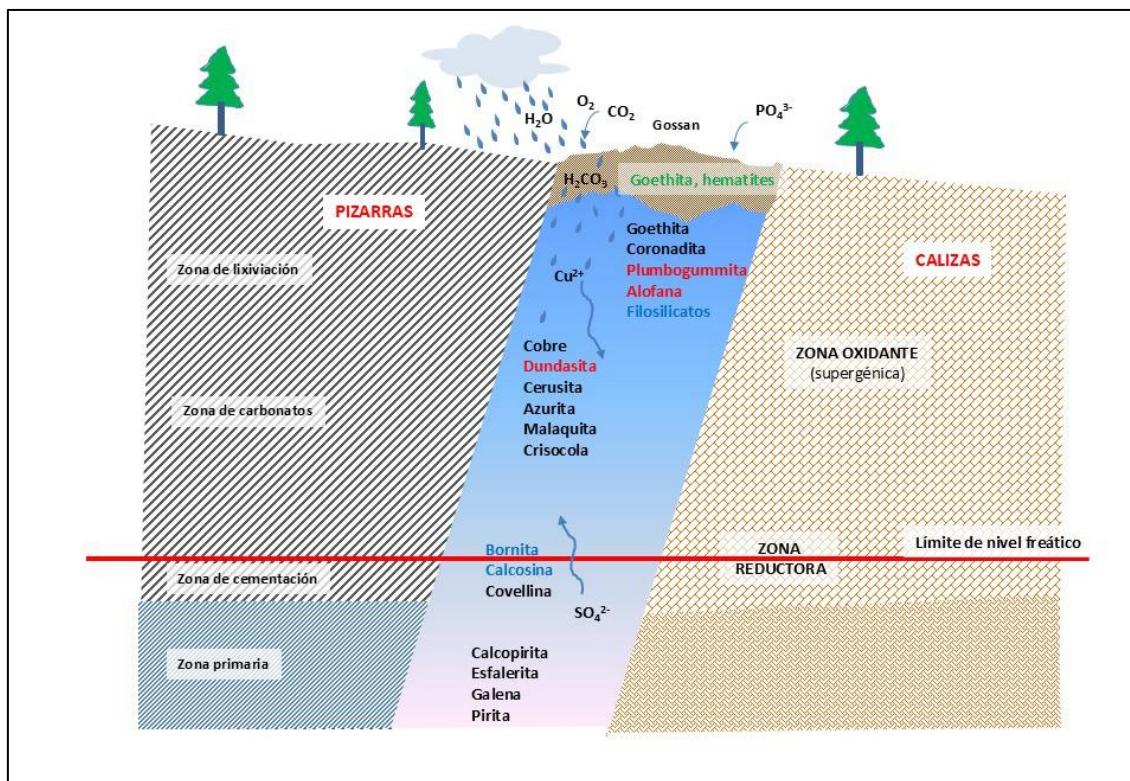


Figura 4: Esquema de un filón de cuarzo con mineralización de Pb-Zn-Cu y alteración supergénica similar al de mina Antonina. Los minerales en color negro son citados por Calvo *et al.* (2012), en color rojo los encontrados en este trabajo y en azul, minerales que aparecen en situaciones similares en otros yacimientos.

MUESTREO Y PREPARACIÓN DE EJEMPLARES

Las muestras se recogieron en las antiguas escombreras cubiertas de vegetación, por lo que no pueden asociarse a una zona o nivel concreto de los filones explotados. Para su limpieza, fueron sumergidas en un recipiente con agua durante 24 h y posteriormente, aclaradas y colocadas en una cubeta de ultrasonidos durante 15 minutos, volviendo a ser aclaradas con agua al finalizar. Las muestras se dejaron secar durante 4-5 días a temperatura ambiente (+25/+28°C) y protegidas de polvo.

METODOLOGÍA ANALÍTICA

Para determinar los diferentes minerales presentes, su morfología y su composición química semicuantitativa, las muestras fueron estudiadas con un microscopio electrónico de barrido (MEB; Unidad de Microscopía Electrónica y Confocal y de Apoyo a las Especialidades Biológicas de la Universidad de Santiago de Compostela) modelo Zeiss EVO LS 15 equipado con analizador EDS para análisis semicuantitativo de elementos (voltaje 20 kV, intensidad 1 nA, distancia de trabajo 8,5 mm, presión en la cámara de 10 Pa, y tiempo de adquisición 100 s). Se llevaron a cabo dos análisis por muestra, utilizando como valor final el contenido medio de cada elemento.

Por otro lado, y como pauta general, los minerales fueron molidos y analizados mediante difracción de rayos-x (DRX; Unidad de Rayos-X de la Universidad de Santiago de Compostela), en un difractómetro Philips equipado con unidad de control PW1710, goniómetro vertical PW1820/00 y generador FR590 Enraf Nonius. Así como, cristal monocromador de grafito PW1752/00, un detector proporcional PW1711/10 y un tubo cerámico de 2,2 kW con ánodo de cobre (λ (K α 1) = 1,5406 Å, (K α 2) = 1,5444 Å), midiendo a 40 kV y 30 mA en un portamuestras rotatorio para geometría Bragg-Brentano. El patrón de difracción de polvo de rayos-X fue recogido en un intervalo angular de 2-65° de 2 θ , con tamaño de paso de 0,02° y un tiempo de medida de 1 s por paso.

En casos concretos, para preservar las muestras de minerales más escasos y más interesantes, se realizaron análisis no destructivos empleando difracción de rayos-x de policristal (DRXP) con una metodología de ensayo diferente. Los datos de DRXP se recogieron en geometría Bragg-Brentano usando un difractómetro de rayos-X tipo "Bruker D8 Advance" (40 kV, 40 mA, theta/theta) equipado con un tubo de rayos-X de Cu sellado (CuK α 1 (λ = 1.5406 Å) y un detector de tipo LYNXEYE-2. Los difractogramas han sido obtenidos en el rango angular de 3 < 2 θ < 70 con un paso de 0,02 a 2 s por paso. Las muestras fueron giradas durante la medida para obtener los perfiles de pico óptimos para el análisis, así como para minimizar el efecto de la orientación preferente. Han sido depositadas en una base de un cristal orientado (placa de Si 511) para evitar el ruido de fondo (*scattering*). Finalmente, para realizar el proceso de búsqueda de fases cristalinas se ha usado el programa "HighScore Plus Release 3.0d".

Cuando los resultados obtenidos por DRXP no fueron satisfactorios, se optó por la difracción de rayos-X de monocrystal (DRXM), sobre pequeños cristales que se separaron con la ayuda de una lupa binocular para resolver su estructura. Estos análisis de han sido realizados empleando un difractómetro Bruker D8 Venture Photon III-14 con radiación monocromática de Mo-K α (λ = 0.71073 Å), equipado con una fuente de tubo sellado de microfoco, detector de área y un goniómetro con geometría kappa. Las medidas han sido realizadas mediante barridos tanto en omega como en phi con oscilaciones de 0.5deg a 6s por grado. Los parámetros de red obtenidos a 250K se corresponden con un sistema cristalino ortorrómbico con ejes cristalográficos de longitudes $a=16.3819(11)$, $b=5.6096(4)$, $c=9.0532(7)$ Å ordenados según el grupo espacial estándar Pnma. Estos parámetros fueron empleados para simular el difractograma de polvo cristalino y compararlo con la ficha 98-000-9348 depositada en la base de datos ICSD.

RESULTADOS

A continuación, se indican los minerales que se citan por primera vez en este yacimiento. Estos se han identificado en los rellenos de fracturas y en pequeños huecos de disolución de sulfuros presentes en el interior de filones hidrotermales de cuarzo. Las muestras estudiadas proceden de un mismo bloque de cuarzo recuperado en la escombrera. Todos estos minerales forman parte de la paragénesis con la dundasita y han sido analizados mediante MEB, además de otros minerales del grupo de los sulfatos que no han podido ser determinados.

Dundasita ($\text{PbAl}_2(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$)

Este mineral resulta, sin duda alguna, la mayor revelación entre los resultados obtenidos en este trabajo. En un principio, dada la paragénesis del yacimiento, su pequeño tamaño (hasta 1,4 mm de diámetro), su hábito en forma de agregados fibroso-radiados (a modo de erizos), su color blanco y brillo perlado (Fig. 5), se pensó que podría tratarse de algún carbonato como aragonito y no se le otorgó demasiada importancia. Sin embargo, las muestras resaltaron en las imágenes de MEB por su intenso brillo (Figs. 6 y 7) y su análisis composicional indicó claramente que se trataba de un carbonato de Pb y Al (Fig. 8).



Figura 5: Agregados fibroso-radiados de dundasita. Campo de visión 8 mm.
Fotografía y colección Carlos J. Rodríguez.

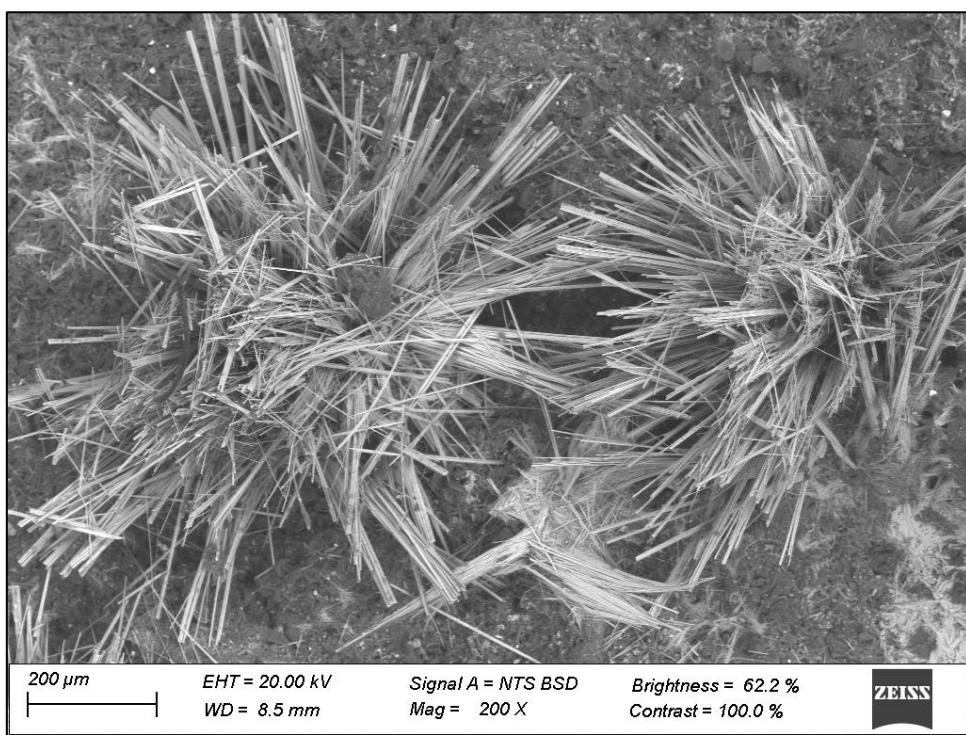


Figura 6: Microfotografía en MEB de agregados de cristales de dundasita.
Fotografía y colección Carlos J. Rodríguez.

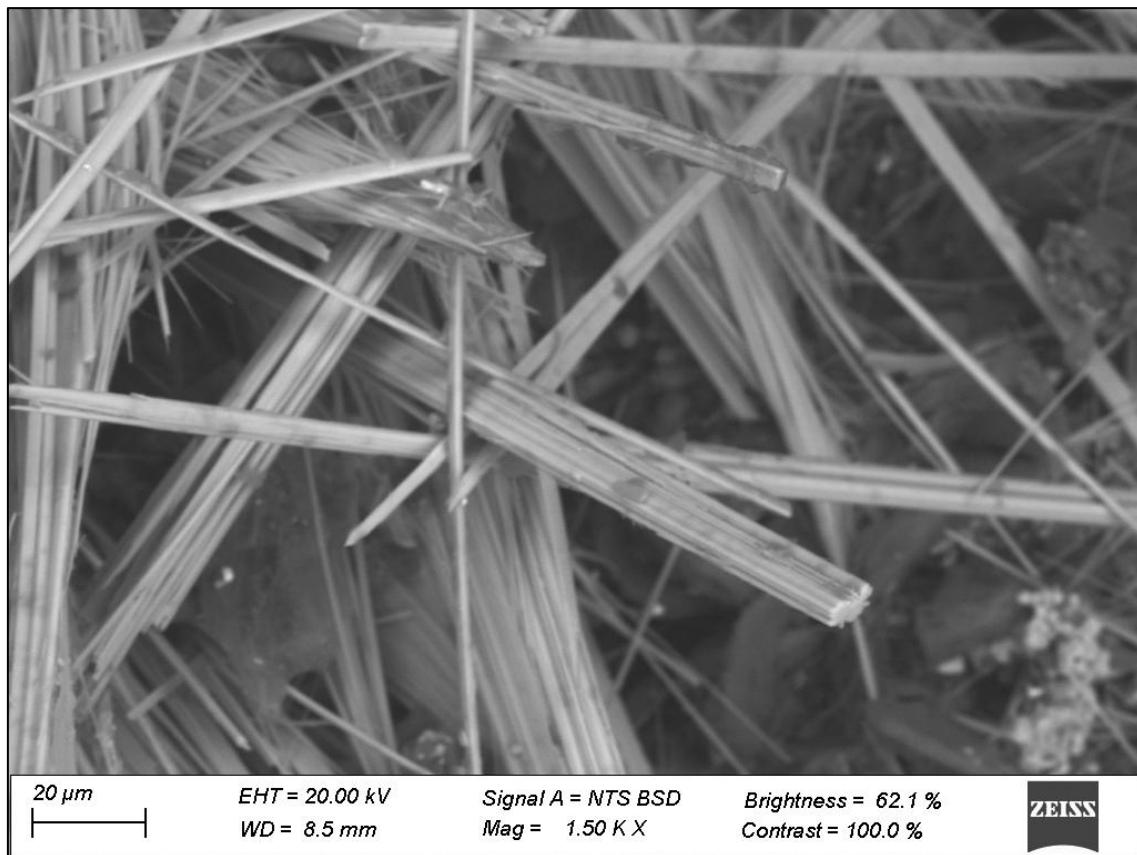


Figura 7: Microfotografía en MEB de cristales de dundasita. Fotografía y colección Carlos J. Rodríguez.

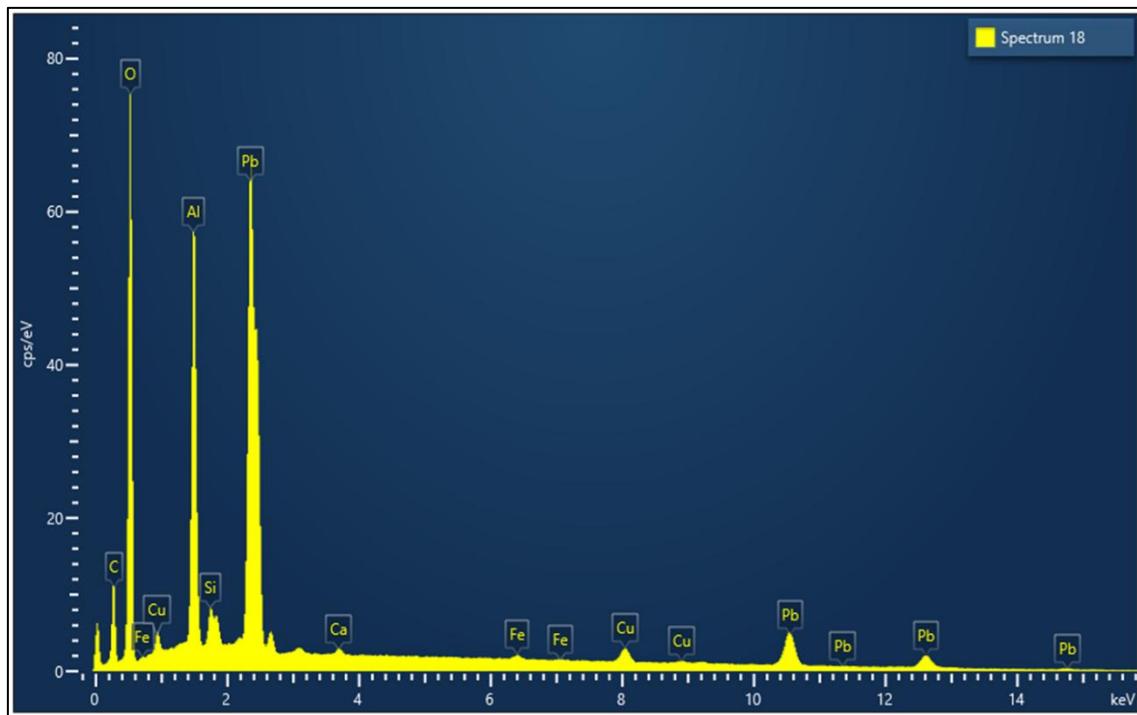


Figura 8: Espectro de dundasita obtenido por EDS.

Con los datos obtenidos mediante DRXM (color rojo) se realizó una simulación de polvo cristalino que se comparó con el difractograma del DRXP (color azul) tal y como se aprecia en la Fig. 9.

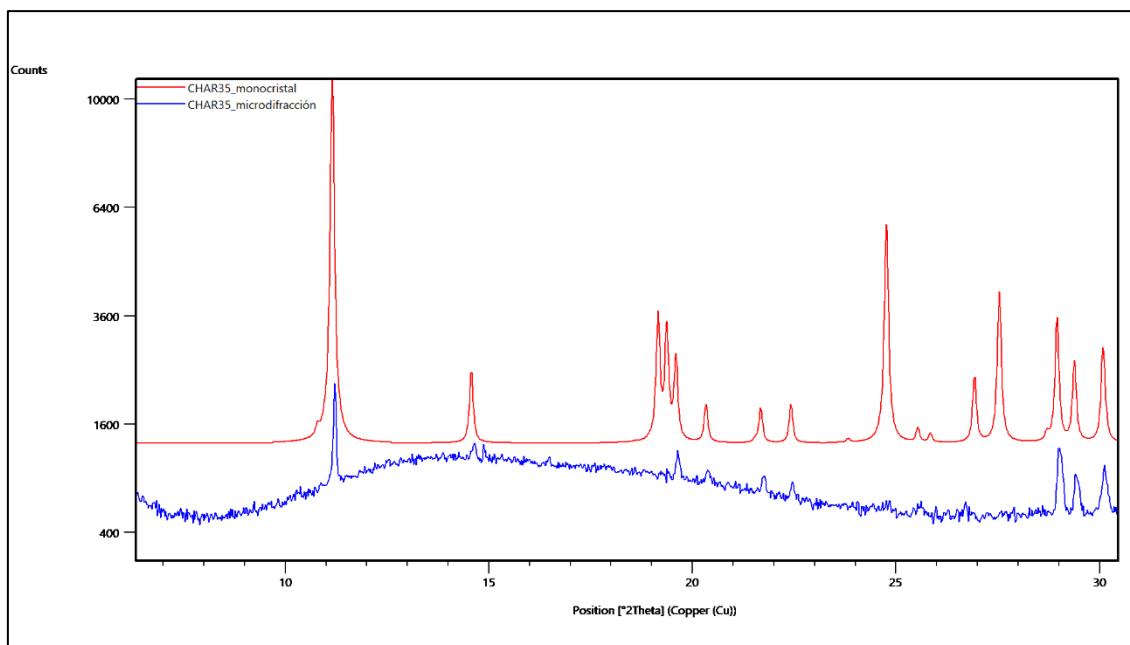


Figura 9: Comparación de difractogramas de dundasita obtenidos con DRXM (rojo) y DRXP (azul).

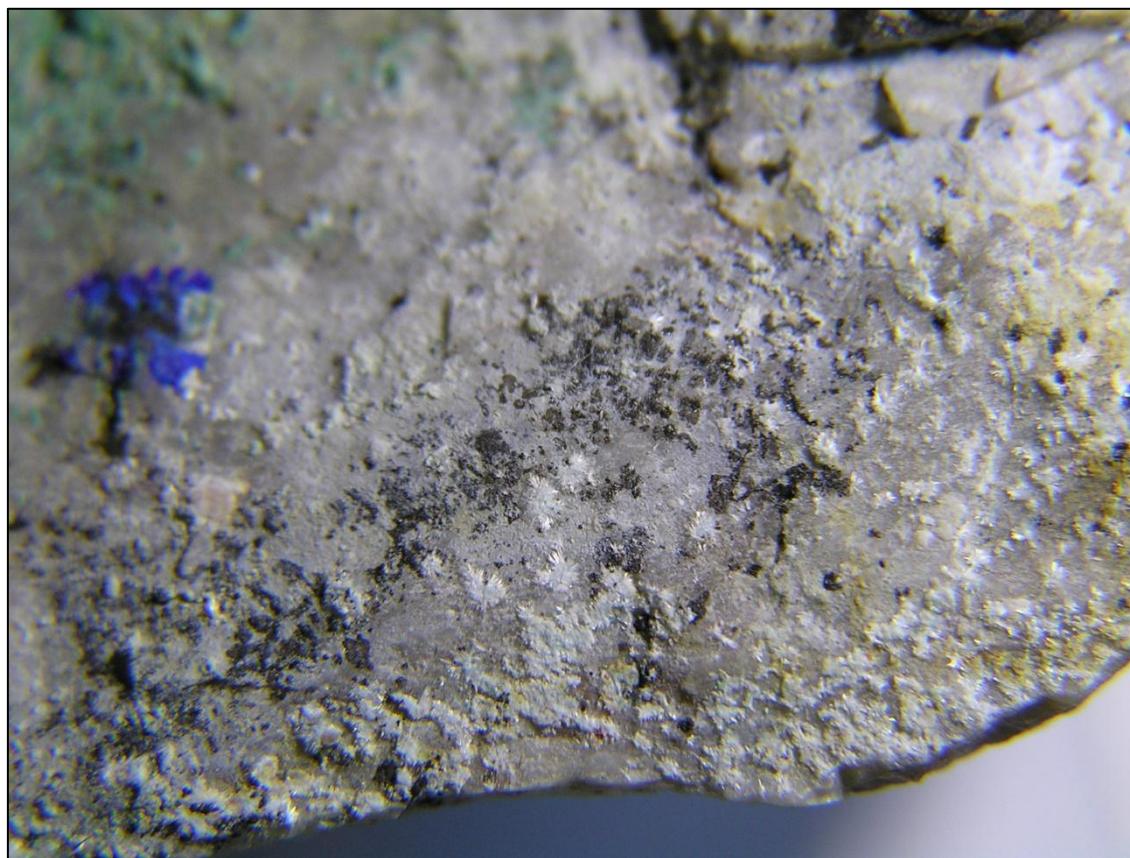


Figura 10: Grupo de agregados de dundasita tapizando fisuras en el cuarzo. Campo de visión 20 mm. Fotografía y colección Carlos J. Rodríguez.

En el momento del muestreo, estas agrupaciones pasaban desapercibidas por el polvo adherido a las piezas. Fue tras la limpieza cuando fueron observadas (Fig. 10), apreciándose además en grupos aislados de pequeño tamaño junto a alofana y azurita (Fig 11).



Figura 11: Haces aislados de dundasita acompañados de azurita y alofana. Campo de visión 6 mm. Fotografía y colección Carlos J. Rodríguez.



Figura 12: Cristales de azurita en torno a una capa intermedia de malaquita y cerusita parda en el centro. Grupo central de 3 mm en su eje mayor. Fotografía y colección Carlos J. Rodríguez.

La dundasita ha sido citada en el yacimiento de Prullans (Lleida) junto con anapaíta, fraipontita y zalesíita (Jordà y Rosell, 2017). También en las minas de Pb-Zn de Rabotrath (Bélgica) donde la mineralización principal está formada por esfalerita, galena, pirita y calcita, acompañadas por goethita, siderita y cerusita. Un reciente estudio en el entorno aporta nuevos minerales secundarios de Pb y Zn en la zona de alteración supergénica como, por ejemplo, dundasita acompañando habitualmente a la alofana (Blondieau *et al.*, 2016).

Ante la abundancia de minerales secundarios de Pb en la mina Antonina, se analizaron en el MEB unos pequeños agregados radiales ($n=6$) presentes junto a la dundasita y algunos en torno a núcleos de cerusita (Fig. 12), para verificar si se trataba de linalita ($PbCu(SO_4)(OH)_2$). Aunque este mineral ha sido identificado en yacimientos similares de Pb-Cu-Zn (Rosemeyer, 1994; Staszak, 2006; Jensen *et al.*, 2010), los análisis realizados en nuestro caso indicaron que se trataba de azurita.

Alofana ($Al_2O_3(SiO_2)_{1.3-2.0}2.5-3.0H_2O$)

Por su aspecto botroidal, color azul-verdoso claro y brillo mate-terroso (Figs. 13 y 14) este mineral era el candidato a ser la crisocola que se esperaba. El análisis composicional mostró pequeñas trazas de Cu (< 7% wt; Fig. 15), que aportan al mineral un color azul-verdoso, y, además, el DRX ofreció un perfil típico de mineral amorfó (con restos de cuarzo). Finalmente se interpretó como alofana, un hidrosilicato de aluminio amorfó típico de yacimientos hidrotermales (Yusta *et al.*, 2009). Este mineral precipita como agregado coloidal en el interior de fisuras a partir de la alteración hidrotermal y la meteorización de feldespatos en condiciones ácidas (Sánchez España, 2017).

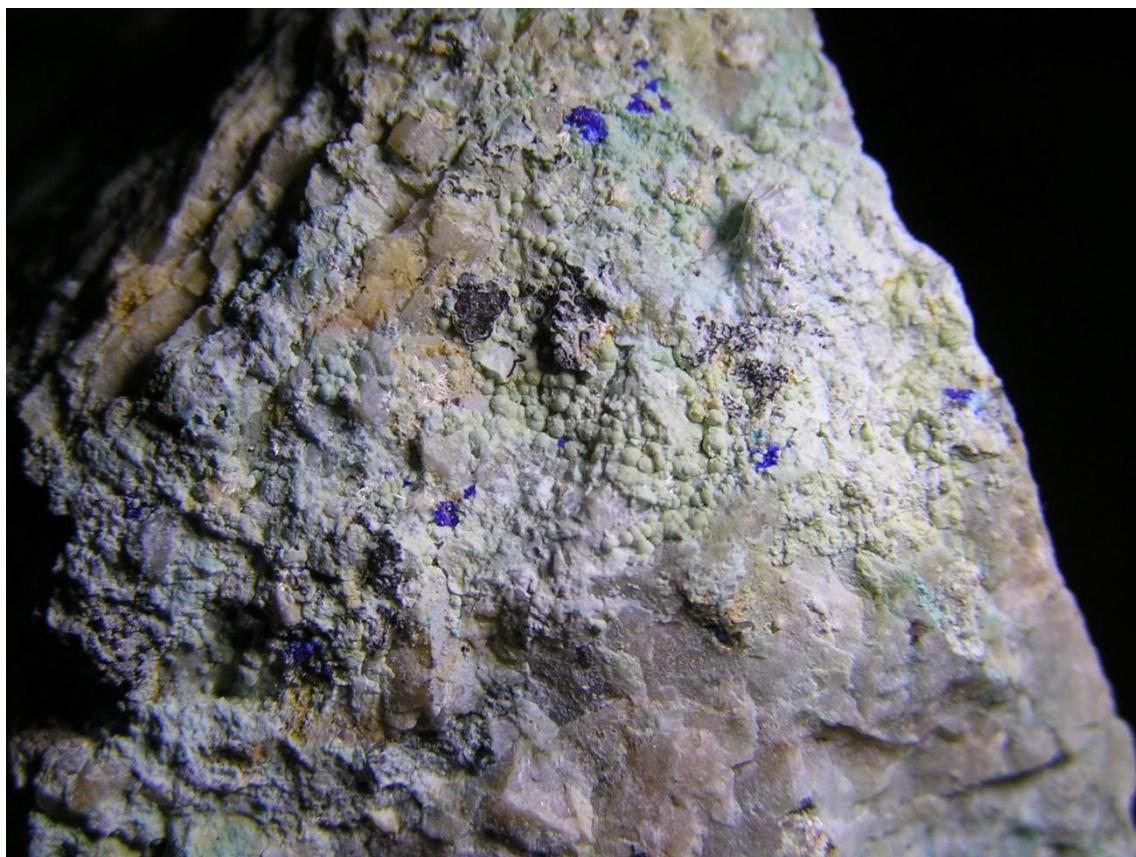


Figura 13: Pieza con agregados botroidales de alofana. Campo de visión 30 mm. Fotografía y colección Carlos J. Rodríguez.

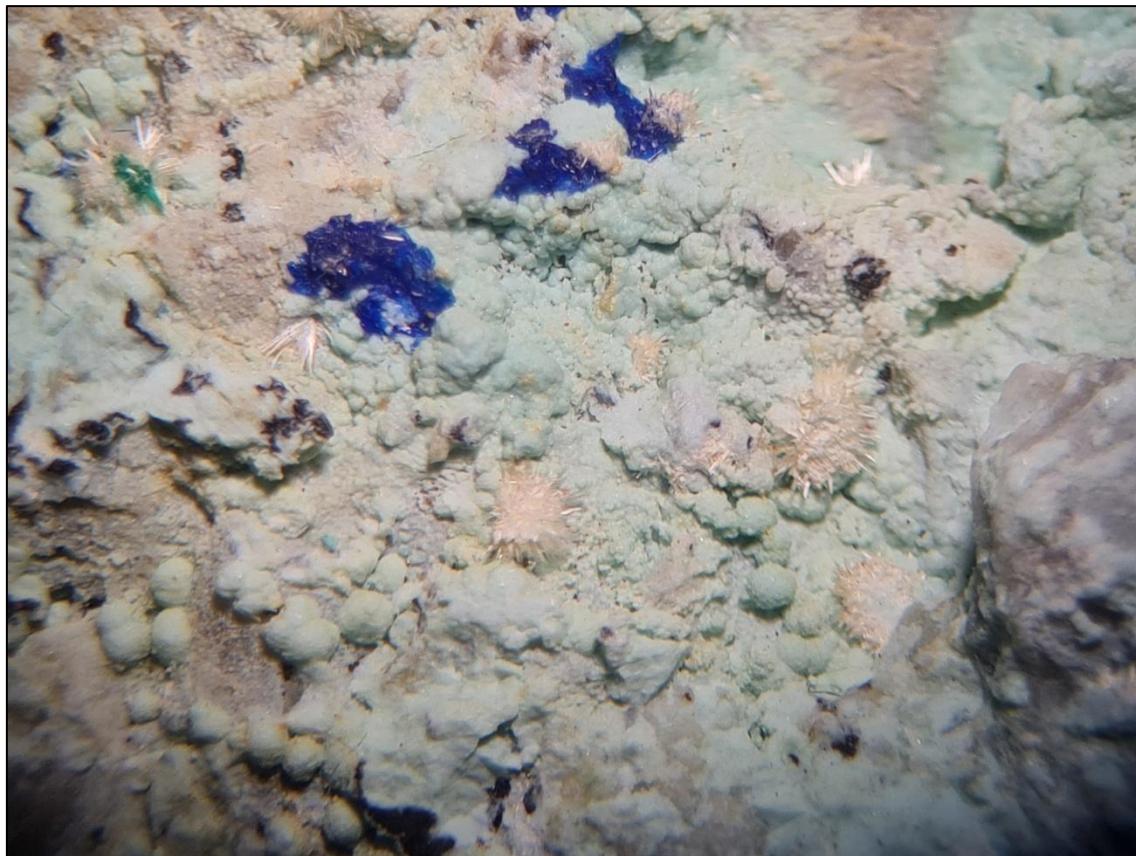


Figura 14: Detalle de los agregados botroidales de alofana acompañados de azurita y dundasita. Campo de visión 7,5 mm. Fotografía y colección Carlos J. Rodríguez.

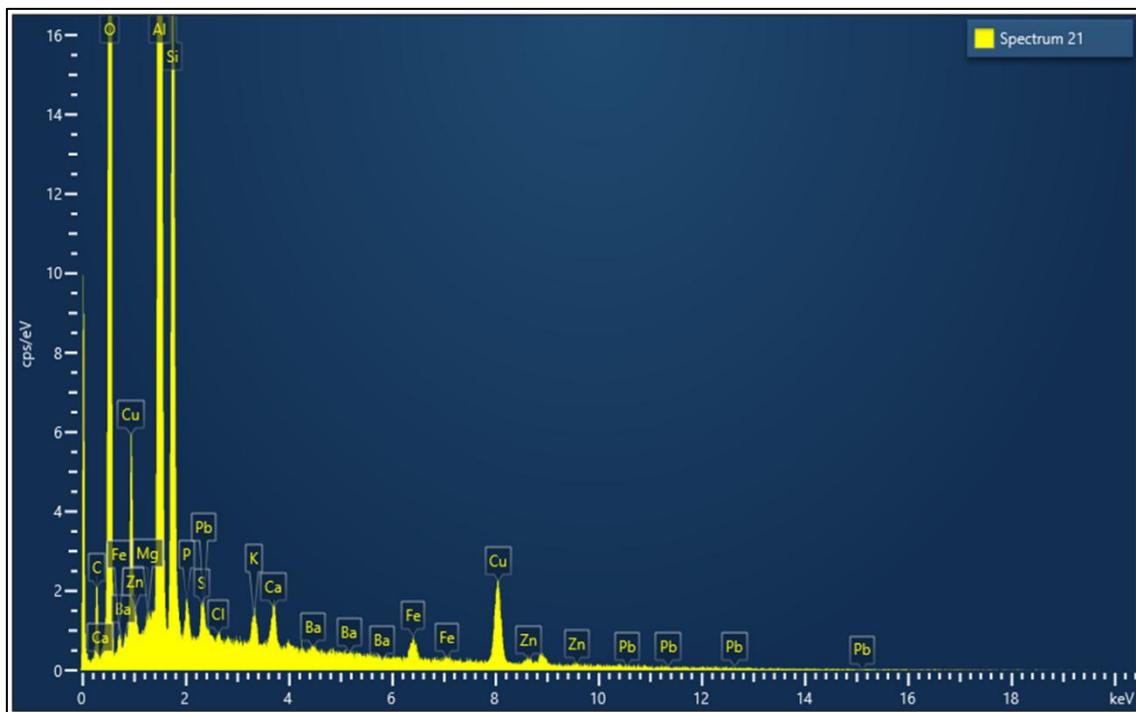


Figura 15: Espectro EDS correspondiente a la alofana.

La alofana, así como la halloysita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$), se consideran las fases intermedias de alteración desde los feldespatos, hasta la estabilización como caolín durante la meteorización de la roca a baja temperatura (Steefel *et al.*, 1990).

La asociación con dundasita está recogida en el yacimiento de Kamariza (Laurion, Grecia; Meixner *et al.*, 1982), en Juraj Adit (Hodruša-Hámre, República Eslovaca; Stevko y Malikova, 2014) y en Erlenbach à Lontzen (Liège, Bélgica; Blondieau *et al.*, 2018).

Caledonita ($\text{Cu}_2\text{Pb}_5(\text{SO}_4)_3(\text{CO}_3)(\text{OH})_6$)

La caledonita muestra color cian y se dispone formando pequeñas agrupaciones botroidales de brillo resinoso, constituidas por cristales prismáticos cortos, pseudohexagonales (algo redondeados en sus vértices) y de hasta 7 μm de longitud (Figs. 16 y 17). Su pequeño tamaño unido a su pobre atractivo para el colecciónismo y a su parecido a otros sulfatos-carbonatos-silicatos de Al o Cu, deben ser los motivos por los que su presencia en el yacimiento ha pasado desapercibida (Fig. 18).

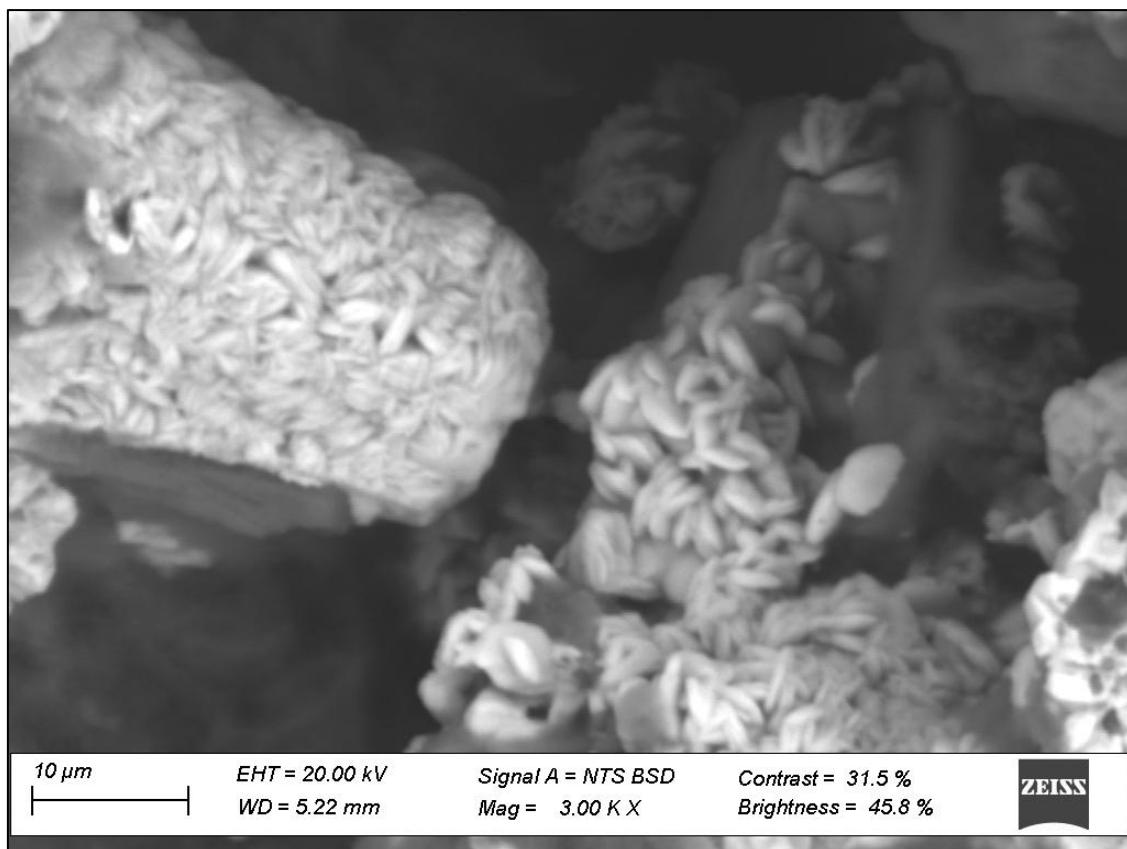


Figura 16: Microfotografía obtenida con MEB mostrando un tapizado de cristales de caledonita recubriendo cuarzo y cerusita. Fotografía y colección Carlos J. Rodríguez.

La caledonita es uno de los últimos minerales en formarse en la zona supergénica y ha sido citada frecuentemente en yacimientos de Pb-Cu-Zn, destacando en España entre otras la mina San Rafael en la provincia de Córdoba (Cabello *et al.*, 2020), la mina Nieves en Cantabria (Díaz de Baranda *et al.*, 2009) o las minas del Horcajo en Ciudad Real (Sainz de Baranda *et al.*, 2004). Es frecuente su paragénesis, entre otros sulfatos y carbonatos, con leadhillita, lanarkita, linarita, cerusita, anglesita y malaquita (Yosimura, 1939; Essene *et al.* 2006; Zidarov *et al.*, 2007; Bridges *et al.*, 2008; Cooper *et al.*, 2009; Abella, 2018; Cabello *et al.*, 2020). Los tres últimos han sido citados también en la mina Antonina (Calvo *et al.*, 2002). Del mismo modo, se ha identificado asociada a dundasita, linarita y otros sulfatos y carbonatos de Pb-Cu-Zn en la mina du Pradet (Cap Garonne, Francia; Paulsen *et al.*, 2021) y junto a leadhillita y cerusita en la mina Brae Fell (Cumbria, Gran Bretaña (Bridges *et al.*, 2006).

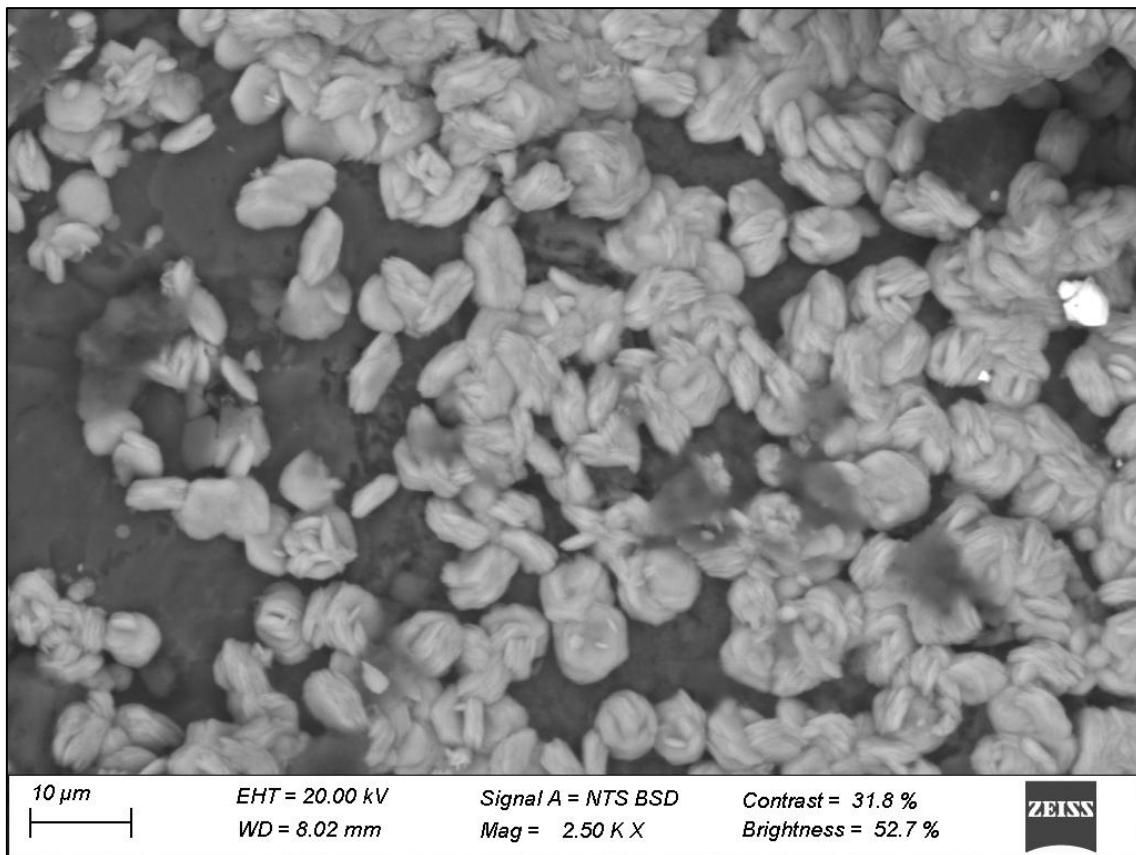


Figura 17: Microfotografía obtenida con MEB de cristales de caledonita en una fisura del cuarzo. Fotografía y colección Carlos J. Rodríguez.

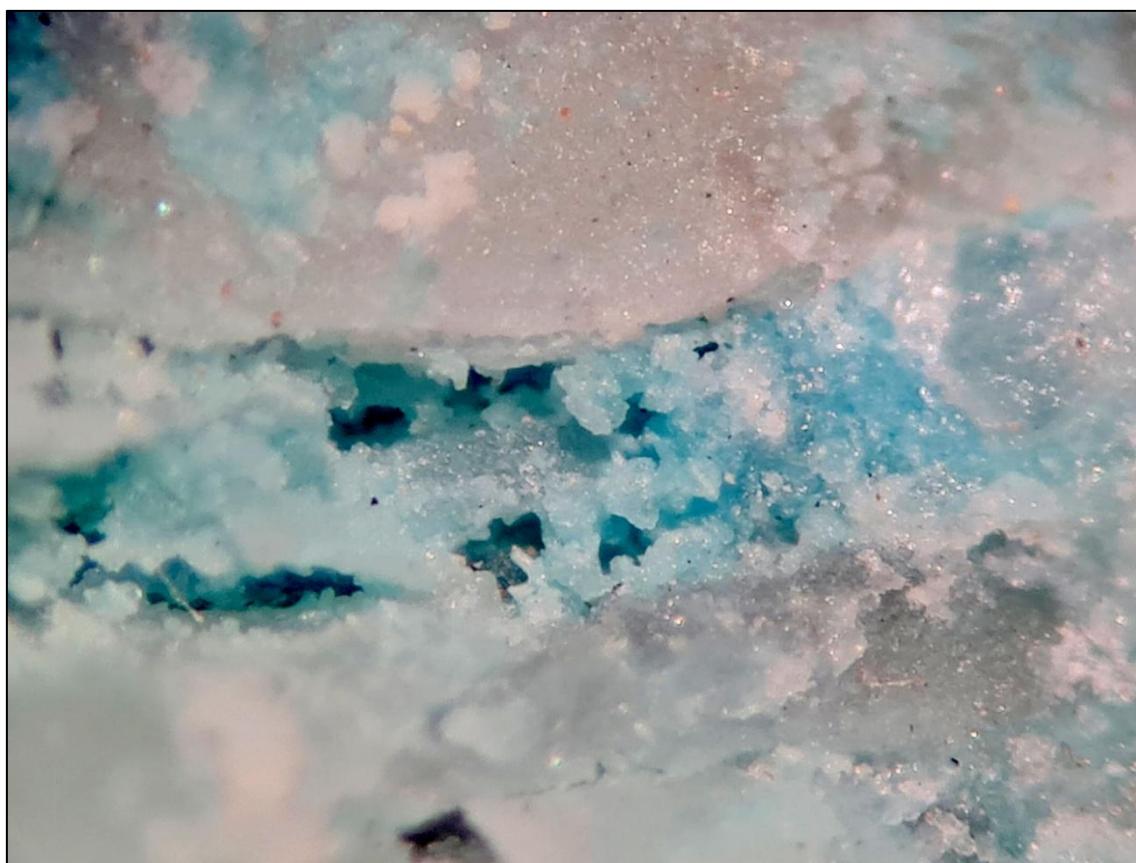


Figura 18: Diminutos cristales de caledonita de color cian en fisura de cuarzo. Campo de visión 4 mm. Fotografía y colección Carlos J. Rodríguez.

Plumbogummita ($\text{PbAl}_3(\text{PO}_4)(\text{PO}_3\text{OH})(\text{OH})_6$)

En pequeños huecos y fisuras del cuarzo, al igual que sucede con la caledonita, aparecieron agregados esféricos de color azul celeste (Figs. 19 y 20) cuya caracterización mediante DRX y MEB confirmó que se trataba de plumbogummita (Fig. 21). En el MEB se aprecia este aspecto botroidal que bordea a cristales y restos de cerusita (Fig. 22).



Figura 19: Grupo de agregados esféricos de plumbogummita. Campo de visión 1 mm. Fotografía y colección Carlos J. Rodríguez.

Durante la meteorización que afecta a los filones, tiene lugar un enriquecimiento de $\text{P}/\text{PO}_4^{3-}$ en las zonas más superficiales del yacimiento. Ante la ausencia de minerales como apatito primario, la presencia de plumbogummita de mina Antonina se podría asociar a un P de origen biogénico, tal y como sugiere Nickel (1984).

Esta especie está presente en yacimientos de Pb-Cu-Zn sometidos a un proceso hidrotermal de baja temperatura y suele crecer sobre piromorfita previa (Zajzon *et al.*, 2004) o incluso la sustituye como sucede en la mina Roughton Gill, según Green *et al.* (2008). Sin embargo, Bridges *et al.* (2011) revisaron muestras procedentes de las escombreras y colecciones privadas y obtuvieron composiciones a partir de secciones de estos cristales, que apuntan a una mezcla de plumbogummita, hidalgoita ($\text{PbAl}_3(\text{As,S})\text{O}_4(\text{OH},\text{H}_2\text{O})_6$) e hinsdalita ($\text{PbAl}_3[(\text{P,S})\text{O}_4]_2(\text{OH},\text{H}_2\text{O})_6$). Aunque concluyen que sería necesario aplicar otras técnicas instrumentales y el estudio de más ejemplares para confirmar que se trata de plumbogummita o de la combinación de estas tres fases. En las minas de Grasshill (Reino Unido) también está relacionada con piromorfita, aunque tiene lugar durante la meteorización reciente de escombreras (Cotterell *et al.*, 2012).

En el caso concreto de mina Antonina, la piromorfita aún no ha sido identificada. Esto mismo sucede en la mina Martha (Argentina), un depósito epitermal con sulfosales de

Ag-As-Sb y sulfuros Pb-Cu-Zn, donde la piromorfita parece estar ausente. Por otro lado, la plumbogummitta se asocia a minerales supergénicos como limonita, caolinita y jarosita, junto con cloruros de Ag, Cu y Pb formados por reprecipitación a partir de fluidos a temperaturas <40°C, presentes en la descrita como Zona de Caolín (Páez *et al.*, 2013; Páez *et al.*, 2016).



Figura 20: Grupo de agregados esféricos de plumbogummitta en cuarzo. Campo de visión 25 mm. Fotografía y colección Carlos J. Rodríguez.

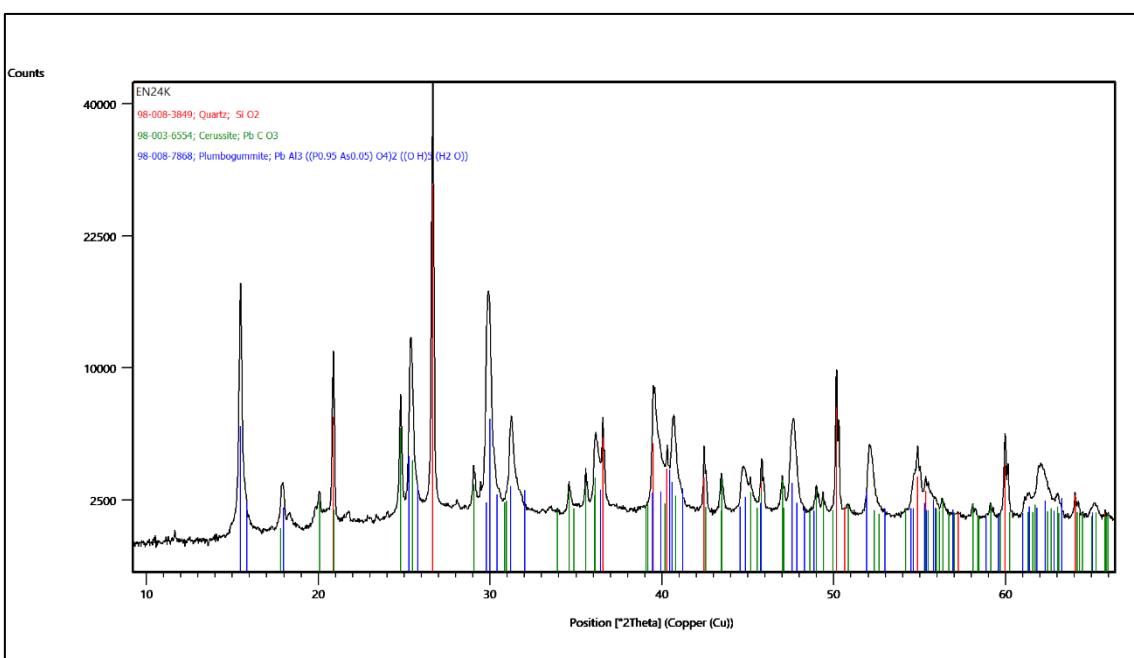


Figura 21: Difractograma de plumbogummitta por DRXM.

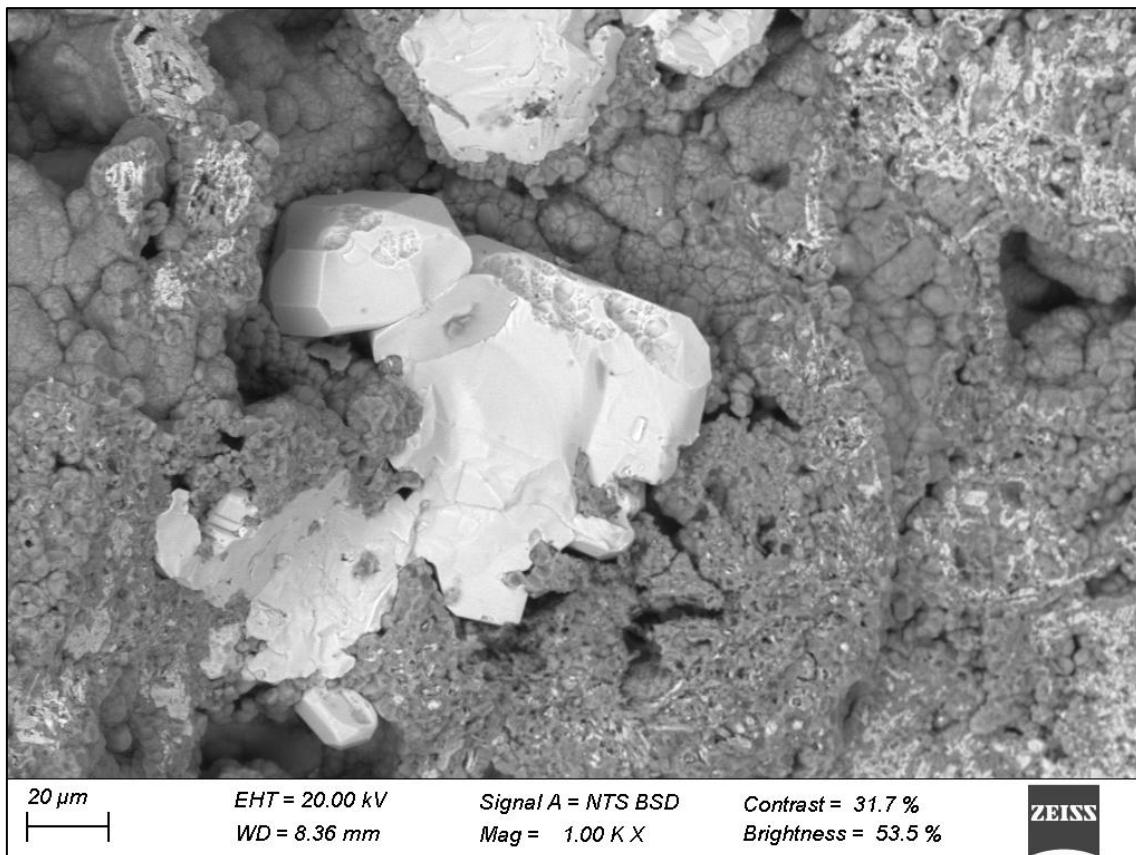


Figura 22: Microfotografía obtenida con MEB de plumbogummita (color gris) recubriendo cerusita (blanco). Fotografía y colección Carlos J. Rodríguez.

La presencia de plumbogummita en yacimientos supergénicos en España no es frecuente, si bien, podría ser más abundante en suelos, como inclusiones en la matriz de materiales arcillosos (Rivera *et al.*, 2015; Batista *et al.*, 2018), así como en rocas metamórficas ricas en carbonatos, sulfatos, caolín e illita del triásico español (Marfil *et al.*, 2013). De hecho, tanto la piromorfita como la plumbogummita son fases termodinámicamente estables y poco solubles, que se localizan también en suelos urbanos y en los bordes de carreteras, siempre y cuando exista riqueza en grupos PO_4^{3-} y Pb derivados de la actividad humana (Cotter-Howells, 1996). Podemos encontrar piromorfita y plumbogummita junto con carbonatos y sulfatos en la mina La Montañesa situada en la provincia de Madrid (Viñals y Calvo, 2001; Menor-Salvan *et al.*, 2010), en las minas de El Horcajo (Sáinz de Baranda *et al.*, 2004) y en Villanueva de Córdoba (Córdoba) acompañando a minerales de Tierras Raras (Schnorrer y Kronz, 2005). También se ha identificado en el yacimiento filoniano de alta temperatura de Sn-W-Bi-Mo de la mina de San Nicolás (Valle de la Serena, Badajoz) asociada a duftita y wulfenita en las zonas meteorizadas, junto a numerosos minerales secundarios de As (Sáinz de Baranda, 2013; Sáinz de Baranda *et al.*, 2023).

CONCLUSIONES

La alteración de sulfuros de Pb, Fe, Cu y Zn de los filones de mina Antonina (Requejo, Sobrado, León) ha dado lugar a la formación de una serie de minerales secundarios de excepcional belleza y rareza en el ámbito del coleccionismo. Sin embargo, este reciente estudio realizado sobre material recogido en las escombreras, indica que aún hoy pueden encontrarse nuevas especies minerales en esta mina clásica. Así, los análisis han confirmado la presencia de nuevas especies de minerales secundarios en la paragénesis

del yacimiento como dundasita, alofana, caledonita y plumbogummita, acompañadas de cerusita, azurita y malaquita. La paragénesis sugiere que estos minerales se habrían formado durante una etapa oxidante superficial, dentro del proceso de meteorización que afecta al yacimiento. Por último, añadir que la identificación de dundasita en la mina Antonina aporta una nueva localidad española para esta especie poco común.

AGRADECIMIENTOS

El estudio se ha realizado gracias a las infraestructuras de la RIAIDT de la Universidad de Santiago de Compostela: la Unidad de Rayos X y la Unidad de Microscopía Electrónica y Confocal y de apoyo a las Especialidades Biológicas.

Queremos agradecer a los revisores anónimos sus correcciones y comentarios que han servido para mejorar este trabajo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABELLA I CREUS, J. (2018). *Plumboagardite, green anglesite and other minerals from the Alforja mine, Alforja, Tarragona, Catalunya*. Blog Minerales Abella. <https://mineralsabellla.blogspot.com/2019/05/plumboagardita-anglesita-verde-y-otros.html>
- BATISTA, A.H.; RATE, A.W.; GILKES, R.J.; SAUNDERS, M. & DODD, A. (2018). Scanning and transmission analytical electron microscopy (STEM-EDX) can identify structural forms of lead by mapping of clay crystals. *Geoderma*, **310**: 191-200.
- BEAUMONT, C. & GUILLEMIN, C. (1960). La dundasite de Gonnese (Sardaigne). *Bulletin de Minéralogie*, **83**(4): 121-124.
- BLONDIEAU, M.; PUCCIO, S. & HATERT, F. (2018). Minéralogie du puits de recherche plomb-zinc situé près de la ferme Erlenbach à Lontzen (Lontzen, Province de Liège). *Bulletin de la Société Royale des Sciences de Liège*, **87**: 22-55.
- BLONDIEAU, M.; PUCCIO, S.; COMPÈRE, P. & HATERT, F. (2016). Minéralogie de l'ancienne mine plomb-zinc de Rabotrath (Lontzen, Belgique). *Bulletin de la Société Royale des Sciences de Liège*, **85**: 30-55.
- BRIDGES, T.F.; GREEN, D.I. & RUMSEY, M.S. (2006). A review of the mineralogy of Brae Fell mine, Caldbeck Fells, Cumbria. *Journal of the Russell Society*, **9**: 39-44.
- BRIDGES, T.F.; GREEN, D.I.; RUMSEY, M.S. & LEPPINGTON, C.M. (2008). A review of the mineralization at Red Gill mine, Caldbeck Fells, Cumbria, England. *Journal of the Russell Society*, **11**: 29-47.
- BRIDGES, T.F.; GREEN, D.I.; RUMSEY, M.S. & LEPPINGTON, C.M. (2011). A review of the mineralisation of the Roughton Gill mines, Caldbeck Fells, Cumbria: part 3 Roughton Gill mine. *Journal of the Russell Society*, **14**: 3-23.
- CABELLO, A.P.L.; SALVÁN, C.M. y CARMONA, A. (2020). La mina “San Rafael”, Cardeña, Córdoba, Andalucía, España. *Paragénesis*, **2**: 33-54.
- CALVO, M.; TORNOS, F. y GARCÍA, G. (2002). Toral de los Vados. Flores de cinc en la Mina "Antonina". *Bocamina*, **10**: 48-73.
- CHÁVEZ, W.X. (2000). Supergene oxidation of copper deposits: zoning and distribution of copper oxide minerals. *Society of Economic Geologist Newsletter*, **41**: 9-21.

- COOPER, M.A.; HAWTHORNE, F.C. & MOFFATT, E. (2009). Steverustite $(\text{OH})_5 [\text{Cu}^+ (\text{S}_6^+ \text{O}_3\text{S}_2^-)_3](\text{H}_2\text{O})_2$, a new thiosulphate mineral from the Frongoch Mine Dump, Devils Bridge, Ceredigion, Wales: description and crystal structure. *Mineralogical Magazine*, **73**(2): 235-250.
- COTTEREL, T.F.; YOUNG, B. & STARKEY, R.E. (2012). Plumbogummite from Upper Teesdale, County Durham, Northern Pennines, UK. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, **59**(2): 133-136.
- COTTER-HOWELLS, J. (1996). Lead phosphate formation in soils. *Environmental pollution*, **93**(1): 9-16.
- DÍAZ DE BARANDA, B.; RUIZ, P.; CARRAL, J. y MENOR, C. (2009). Mina "Nieves", Viernes (Cantabria). *Bocamina*, **23**: 14-45.
- DILL, H.G. (2015). Supergene alteration of ore deposits: from nature to humans. *Elements*, **11**: 311-316.
- ESSENE, E.J.; HENDERSON, C.E. & LIVINGSTONE, A. (2006). The missing sulphur in mattheidleite, sulphur analysis of sulphates, and paragenetic relations at Leadhills, Scotland. *Mineralogical Magazine*, **70**(3): 265-280.
- FERNÁNDEZ, J.; BREA-FERNÁNDEZ, M.D.; NÚÑEZ, M.; COMPAÑA, J.M.; BARRIOS, S. y RODRÍGUEZ, C.J. (2021). Hingganita-Y y Axinita-Fe, nuevas citas para el Plutón granítico de Monçao (Gondomil, Valenca, Portugal). *Acopios*, **12**: 73-101.
- GREEN, D.I.; BRIDGES, T.F.; RUMSEY, M.S.; LEPPINGTON, C.M. & TINDLE, A.G. (2008). A review of the mineralogy of the Roughton Gill mines, Caldeck Fells, Cumbria: Part 2. The Roughton Gill South vein on balliway rigg. *Journal of the Russell Society*, **11**: 3-28.
- HERMOSA, J.L. (1995). *Estudio del Cámbrico. Síntesis de los trabajos realizados en la zona NW de León, E de Lugo y N de Orense*. SMMPE, informe interno inédito.
- JENSEN, M.; NIKISCHER, T.; LOOMIS, T. & HERRMANN, J. (2010). Update on the Mineralogy of the San Rafael Mine Nye County, Nevada. *Rocks & Minerals*, **85**(6): 512-524.
- JORDÀ, J. y ROSELL, J. (2017). II encuentro interpirenaico de micromineralología y sistemática mineral, Campodron-Rocabruna. *Paragénesis*, **1**(4): 65-78.
- MARFIL, R.; LA IGLESIA, A. y ESTUPIÑÁN, J. (2013). Origen y naturaleza de los minerales fosfato-sulfato alumínicos (APS) asociados a la mineralización de uranio en los red-beds triásicos (Cordillera Ibérica, España). *Estudios Geológicos*, **69**(1): 21-34.
- MEIXNER, H. & PAAR, W. (1982). New observations on ore formation and weathering of the Kamariza Deposit, Laurion, SE Attica (Greece). In *Ore Genesis: The State of the Art*, Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 760-767.
- MENOR-SALVÁN, C.; ANAUT, C.J. y JORDÁ-BORDEHORE, L. (2010). Mineralogía de la Mina «La Montañesa», Navalagamella, Madrid. *Revista de Minerales*, **2**: 62-71.
- MOLDOVAN, C.; CĂLUGĂR, M.I.; ONAC, B.P.; DE WAELE, J.; NASEDDU, A. & FORNÓS, J.J. (2013). A contribution to the mineralogy of Monte Guisi cave (SW Sardinia, Italy). In *Proceedings of the 16th International Congress of Speleology*, **3**: 486-489.

- NICKEL, E.H. (1984). The mineralogy and geochemistry of the weathering profile of the Teutonic Bore Cu-Pb-Zn-Ag sulphide deposit. *Journal of Geochemical Exploration*, **22**: 239-264.
- NOGUEZ-ALCÁNTARA, B.; VALENCIA-MORENO, M.; ROLDÁN-QUINTANA, J. y CALMUS, T. (2007). Enriquecimiento supergénico y análisis de balance de masa en el yacimiento cuprífero de pórfido cuprífero de Milpillas, Distrito Cananea, Sonora, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **24**(3): 368-388.
- PÁEZ, G.N.; RUIZ, R.; GUIDO, D.M.; RÍOS, F.J.; SUBIAS, I.; RECIO, C. & SCHALAMUK, I.B. (2016). High-grade ore shoots at the Martha epithermal vein system, Deseado Massif, Argentina: the interplay of tectonic, hydrothermal and supergene processes in ore genesis. *Ore Geology Reviews*, **72**: 546 -561.
- PÁEZ, G.N.; RUIZ, R.; VIDAL, C.P.; LÓPEZ, L.; GUIDO, D.M. & JOVIC, S.M. (2013). Supergene ore modifications of epithermal silver mineralization at Martha Mine, Deseado Massif, Argentina. In *12th Biennial SGA Meeting on Mineral Deposit Research for a High-Tech World Conference Location Uppsala, SWEDEN* (pp. 853-856). SGU-SVERIGES Geologiska Undersökning-Geology Survey Sweden Location UPPSALA.
- PAULSEN, C.; BENNDORF, C.; GÜNTHER, D.; OECKLER, O.; Osthues, H.; DOLTSINIS, N.L.; GALEA-CLOLUS, V. CLOLUS, P. & PÖTTGEN, R. (2021). Linarite from Cap Garonne. *Zeitschrift für Naturforschung B*, **76**(10-12): 577-583.
- RIBERA, F.; TORNOS, F. y LOCUTURA, J. (1992). Las mineralizaciones estratoides de Zn-Pb de la serie de Vegadeo en la zona de Ponferrada (zona Astur Occidental Leonesa, NO de España). *Geogaceta*, **11**: 12-14.
- RIVERA, M.B.; FERNÁNDEZ-CALIANI, J.C. & GIRÁLDEZ, M.I. (2015). Geoavailability of lithogenic trace elements of environmental concern and supergene enrichment in soils of the Sierra de Aracena Natural Park (SW Spain). *Geoderma*, **259**: 164-173.
- ROSEMEYER, T. (1994). Secondary Lead-Copper-Zinc Minerals from: The Titusville Mine: San Juan County, Colorado. *Rocks & Minerals*, **69**(2): 104-107.
- SAINZ DE BARANDA, B. (2013). El Complejo Minero San Nicolás, Valle de la Serena (Badajoz). *Revista de Minerales*, **1**: 6-22.
- SAINZ DE BARANDA, B.; HOCHLEITNER, R. & REWITZER, C. (2023). San Nicolás: Schöne Topase und seltene Wismutmineralien aus Spanien. *Lapis*, **48**(3): 12-26.
- SÁINZ DE BARANDA, B.; PALERO, F.J. y GARCÍA, G. (2004). El Horcajo, las piromorfitas más famosas del mundo. *Bocamina*, **13**: 32-68.
- SÁNCHEZ ESPAÑA, F.J. (2017). Crystallization in acidic media: from nanoparticles to macrocrystals. *Seminario SEM*, **13**: 15-34.
- SCHNORRER, G. & KRONZ, A. (2005). Cobaltneustädteit, Metatorbernit, Churchit und Plumbogummit, vier von der ehemaligen Grube Espuela de San Miguel bei Villanueva de Cordoba, Prov. Cordoba in Spanien. *Der Aufschluss*, **56**: 177-182.
- SCHUMER, B.N.; STEGEN, R.J.; BARTON, M.D.; HISKEY, J.B. & DOWNS, R.T. (2019). Mineralogical profile of supergene sulfide ore in the Western Copper area, Morenci mine, Arizona. *The Canadian Mineralogist*, **57**: 391-401.
- SCOTT, K.M, ASHLEY, P.M. & LAWIE, D.C. (2001). The geochemistry, mineralogy and maturity of gossans derived from volcanogenic Zn-Pb-Cu deposits of the Eastern Lachlan Fold Belt, NSW, Australia. *Journal of Geochemical Exploration*, **72**: 169-191.

- SIUDA, R. & KRUSZEWSKI, L. (2013). Recently formed secondary coppers minerals as indicators of geochemical conditions in an abandoned mine in Radzimowice (SW Poland). *Geological Quarterly*, **57**: 583-600.
- STASZAK, C.N. (2006). Collecting Microminerals on the Dumps of the Petroglyph Mine: Hillsboro District Sierra County New Mexico. *Rocks & Minerals*, **81**(2): 147-151.
- STEEFEL, C.I.; VAN CAPELLEN, P.; NAGY, K.L. & LASAGA, A.C. (1990). Modeling water-rock interaction in the surficial environment: the role of precursors, nucleation, and oswald ripening. *Geochemistry of the Earth's Surface and of Mineral Formation*, 2nd International Symposium, July 2-8, Provence, France.
- ŠTEVKO, M. & MALÍKOVÁ, R. (2014). Supergene minerals from the Juraj adit, Hodruša-Hámre (Slovak Republic). *Bulletin Mineralogie Petrologie*, **22**(2): 261-268.
- THORNBER, M.R. (1985). Supergene alteration of sulphides: VII. Distribution of elements during gossan forming process. *Chemical Geology*, **53**: 279-301.
- TORNOS, F.; RIBERA, F.; SHEPHERD, T. J. & SPIRO, B. (1996). The geological and metallogenetic setting of stratabound carbonate-hosted Zn-Pb mineralizations in the West Asturian Leonese Zone, NW Spain. *Mineralium Deposita*, **31**: 27-40.
- TORNOS, F.; LOCUTURA, J.; ORTIZ FIGUEROA, G.; XIMENEZ, P.; CAYOLA, F.; RIBERA, F. y SÁNCHEZ, A. (1993). Mapa Metalogenético de España a escala 1:200.000 nº18 Ponferrada. Instituto Geológico y Minero de España, 116 págs.
- TORNOS, F.; BOIXET, L.; ZAPARAIN, M.; PEREZ, L. & RIBERA, F. (2023). The Zn-Pb-rich belt of NW Iberia. Syn-tectonic stratabound mineralization? In: Andrew, C.J.; Hitzman, M.W. & Stanley, G. Eds, 'Irish-type Deposits around the world', Irish Association for Economic Geology, Dublin, 479-494.
- VIÑALS, J. y CALVO, M. (2001). Plumbogummite en la mina "La Montañanesa", Navalagamella, Madrid. *Revista de Minerales*, **2**(2): 26-27
- YOSIMURA, T. (1939). Caledonite and Leadhillite from the Toroku Mine, Miyazaki Pref., Japan. Journal of the Faculty of Science, Hokkaido Imperial University. Ser. 4, *Geology and mineralogy*, **4**(3-4): 453-463.
- YUSTA, I.; CASTELLANO, A.; ARAMBURU, A. y VELASCO, F. (2009). Los depósitos de Mn-Al-Fe de la cueva de Lazalday (Zarate, Alava): composición química y mineralogía. *Geogaceta*, **47**(3-4): 117-120.
- ZAJZON, N.; SZENTPETERI, K. & NAGY, G. (2004). Plumbogummite from Szüszvár mine, Pátka (Velence Mountains, Hungary): first occurrence in Hungary. *Acta Mineralogica-Petrographica*, **45**(1): 107-112.
- ZIDAROV, N.; SHIVACHEV, B. & KALVACHEV, Y. (2007). Caledonite from Madan Ore District, Central Rhodopes, South Bulgaria. *Comptes Rendus de l'Academie Bulgare des Sciences*, **60**(12): 1303-1308.

Celadonita y otros contenidos vacuolares en las veritas (lamproítas) de la Cuenca de Vera (Vera, Almería)

Jesús ALONSO RAMÍREZ⁽¹⁾, Mar ALONSO CÓTCHICO⁽²⁾, Enrique ORTIZ DE ZÁRATE⁽³⁾, Santos BARRIOS SÁNCHEZ⁽⁴⁾ y José Manuel COMPAÑA PRIETO⁽⁵⁾

(1) Geólogo
mtiitm@gmail.com

(2) Geóloga, Vulcanóloga
maralcot@gmail.com

(3) Naturalista, Fotógrafo
enriqueortizdezarate@gmail.com

(4) Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de Salamanca,
Plaza de los Caídos s/n, 37008-Salamanca, España
s.barrios@usal.es

(5) Mineralogic and Quality Testing Specialist.
Group Quality Competence Centre. Research and Quality Centre Cementir Holding S.p.A.
Solystvej, 18. DK-9220 Aalborg, Denmark
jmcompa@usal.es

Resumen

ALONSO RAMÍREZ, J.; ALONSO CÓTCHICO, M.; ORTIZ DE ZÁRATE, E.; BARRIOS SÁNCHEZ, S. y COMPAÑA PRIETO, J.M. (2024). Celadonita y otros contenidos vacuolares en las veritas (lamproítas) de la Cuenca de Vera (Vera, Almería). *Acopios*, **15**: 23-56.

Se describe el contenido vesicular de las veritas (lamproítas), procedentes de la Cuenca de Vera, en el Campo Volcánico Neógeno del SE de España CVNSE. Se cita por primera vez para esta localidad la presencia de micas dioctaédricas del subgrupo de la Celadonita.

Palabras clave: celadonita, veritas, lamproítas, Vera, CVNSE.

Abstract

ALONSO RAMÍREZ, J.; ALONSO CÓTCHICO, M.; ORTIZ DE ZÁRATE, E.; BARRIOS SÁNCHEZ, S. & COMPAÑA PRIETO, J.M. (2024). Celadonite and other vacuolar contents in verites (lamproites) from the Vera basin (Vera, Almería). *Acopios*, **15**: 23-56.

The vacuolar content found in verites (lamproites) from the Vera basin, at the Neogene Volcanic Region in southeastern Spain (CVNSE in its Spanish acronym), is described. For the first time, dioctahedral mica belonging to the Celadonite subgroup is cited for this locality.

Keywords: celadonite, verites, lamproites, Vera, CVNSE.

INTRODUCCIÓN

La región volcánica del SE de España (Fig. 1) se extiende a lo largo de una banda litoral que abarca desde el Cabo de Gata (Almería) hasta el Mar Menor (Murcia). Una segunda banda de distribución se dispone en dirección NW hacia el interior de la Región de Murcia con los afloramientos de Barqueros, Zeneta, Mula, Fortuna, Jumilla y Calasparra, a los que se suman los 22 nuevos afloramientos identificados en el segmento central de la Falla de Socovos (Pérez-Valera *et al.*, 2010) y, ya en la provincia de Albacete, el afloramiento de Cancarix y el más reciente descubrimiento del asomo lamproítico de Los Buñuelos (Sánchez-Gómez *et al.*, 2015), que completarían el extremo más occidental del campo volcánico neógeno del SE de España (en adelante CVNSE).

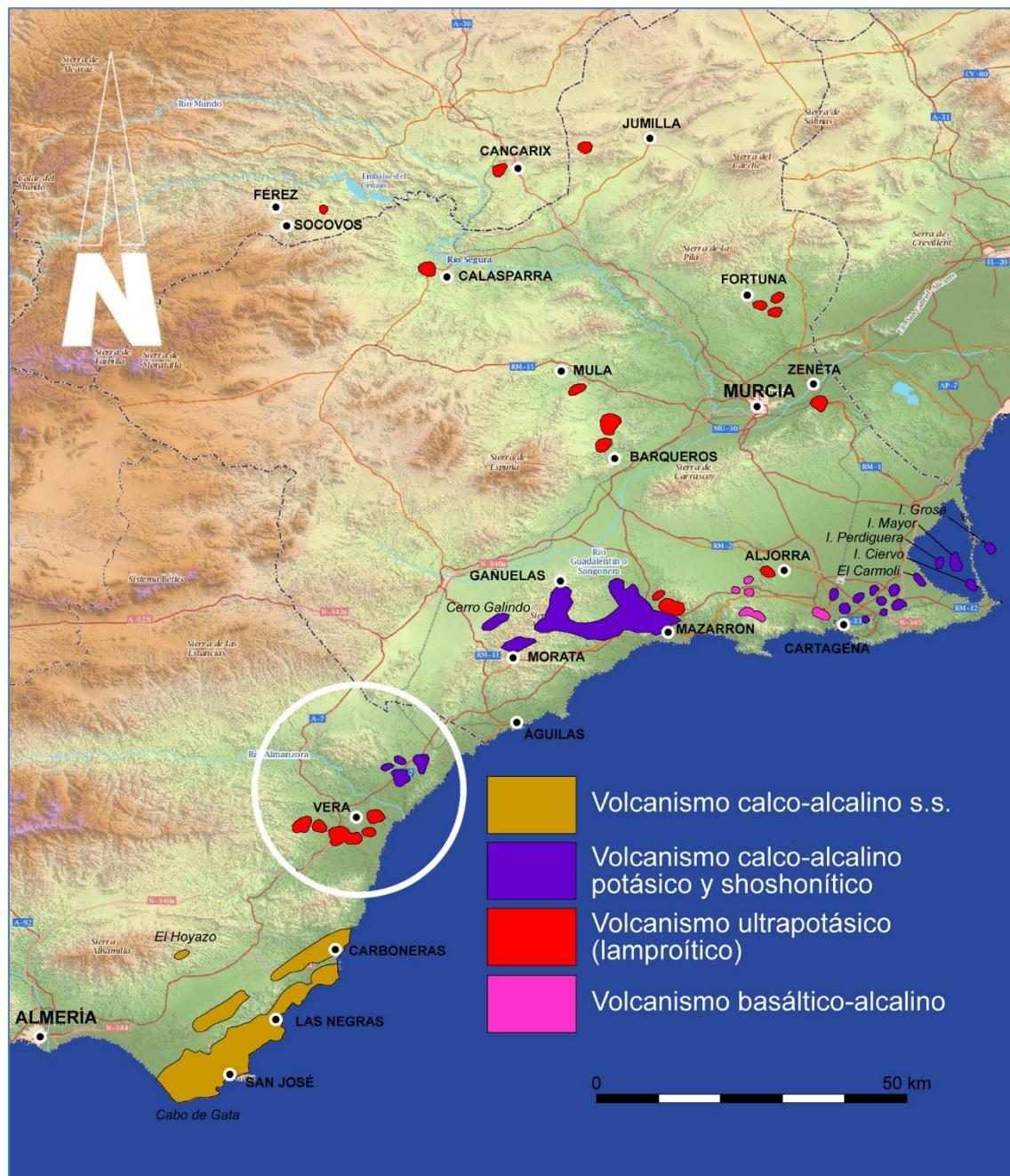


Figura 1: Localización de los principales afloramientos de rocas volcánicas en el Campo Volcánico Neógeno del SE de España (CVNSE), con expresión de la naturaleza del volcanismo. El círculo blanco señala el ámbito de la Cuenca de Vera y valle del Almanzora, donde se localiza la mayor concentración de rocas ultrapotásicas (lamproíticas) de la provincia de Almería.

El CVNSE, localizado en la parte oriental de la Cordillera Bética, está constituido por una gran diversidad de tipos litológicos: rocas calco-alcalinas; calco-alcalinas potásicas, shoshoníticas, ultrapotásicas y basaltos alcalinos. La actividad volcánica se inició en el Langiense (Mioceno medio) con la generación de rocas calco-alcalinas en la zona S del campo volcánico y finalizó en el Mesiniense (Mioceno final) con la aparición de las rocas ultrapotásicas más tardías hacia las zonas cada vez más meridionales del campo volcánico (López-Ruiz, 1999). Después de una interrupción de 2 M.a., ya en el Plioceno, comienza un segundo período, en el que se desarrolla un volcanismo basáltico poco intenso, restringido a la zona situada al NW de Cartagena (López-Ruiz y Rodríguez-Badiola, 1980), que daría por concluido este larguísimo episodio volcánico del Neógeno Ibérico.

Tanto la mineralogía como la geoquímica de los diversos tipos litológicos presentes en el CVNSE indican que su génesis está relacionada con la subducción de la corteza oceánica que se generó en el mar de Alborán a finales del Oligoceno (López-Ruiz y Rodríguez-Badiola, 1980) y constituyen un excelente ejemplo de interacciones entre magmas mantélicos y derivados corticales (Cambeses *et al.*, 2013).

Entre las distintas tipologías litológicas presentes, destacan por su rareza las lamproítas. Se trata de rocas volcánicas de carácter ultrapotásico muy escasas en el planeta, emparentadas genéticamente con rocas tan exóticas como las kimberlitas (Mitchell y Bergman, 1991), lo que las convierte en verdaderas rarezas de gran interés para la comunidad científica y por ello motivo de abundantes estudios (véase por ejemplo: Calderón, 1882; Ossan 1889, 1891 y 1906; Fúster *et al.*, 1953, 1956 y 1967; Powell y Bell, 1970; López-Ruiz y Rodríguez-Badiola, 1980; Nobel *et al.*, 1981; Venturelli *et al.*, 1984, 1988, 1991 y 1993; Nelson *et al.*, 1986; Foley *et al.*, 1987; Martín Escorza y López-Ruiz, 1988; De Larouziere *et al.*, 1988; Álvarez, 1991; López-Ruiz y Wasserman, 1991; Contini *et al.*, 1993; Toscani *et al.*, 1995; Salvioli-Mariani y Venturelli, 1996; Benito *et al.*, 1999; Toscani y Salvioli-Mariani, 2000; Duggen *et al.*, 2005 y 2008; Peccerillo y Martinotti, 2006; Prelevic y Foley, 2007; Aparicio y García, 2008; Cambeses *et al.*, 2013; Fritschle *et al.*, 2013 y Cambeses *et al.*, 2016, entre otros). La composición mineralógica de las rocas lamproíticas del CVNSE ha sido ampliamente descrita en la segunda mitad del siglo XX (véase por ejemplo: Fuster *et al.*, 1967; Borley, 1967; Velde, 1969; López-Ruiz y Rodríguez-Badiola, 1980; Venturelli *et al.*, 1984, 1988, 1991 y 1993, entre otros). Ya en el siglo XXI encontramos excelentes trabajos de síntesis sobre el volcanismo ultrapotásico (lamproítico), tanto en lo relativo a la geología y geocronología de sus afloramientos, a la descripción petrográfica, mineralógica y composición química de sus productos, como a la petrogénesis y génesis de estos magmas mantélicos. Deseamos destacar entre ellos el realizado por López-Ruiz *et al.* (2004) para la obra “Geología de España”, o el posterior de Bellido y Brändle (2006) en el informe final para el proyecto *Global Geosites*, cuyo desarrollo en España correspondió al Instituto Geológico y Minero (IGME), en colaboración con la Sociedad Geológica de España (SGE).

Los materiales pertenecientes a la asociación volcánica ultrapotásica (lamproítica) del CVNSE están representados por jumillitas, cancarixitas, fortunitas y veritas. Sus características peculiares fueron las que determinaron que algunos de los primeros científicos que las estudiaron (De Yarza, 1895; Ossan, 1889, 1906; Parga Pondal, 1935; Fúster *et al.*, 1967) les asignaran denominaciones propias al considerar que se trataba de rocas diferentes de los tipos litológicos conocidos en aquellos tiempos. Las denominaciones asignadas derivan en todos los casos de las poblaciones más importantes próximas a sus yacimientos (Bellido y Brändle, 2006).

Según los datos composicionales recopilados en López-Ruiz y Rodríguez-Badiola (1980), las veritas destacan entre las diversas tipologías de rocas ultrapotásicas del CVNSE, por su sobresaturación en SiO₂ (55,7% < SiO₂ < 68,5%), por encima de fortunitas (53,4% - 57,5%), cancarixitas (52,8% - 55,9%) y jumillitas (45,5% - 51,5%). De entre todas ellas, son precisamente las veritas las que han motivado nuestras observaciones y nuestra modesta contribución en este trabajo.

Las veritas corresponden a un tipo de lamproítas negras con fenocristales de flogopita y olivino en una matriz vítreo con microlitos de flogopita y diópsido (Ossan, 1889) y su nombre deriva de la población de Vera. Un siglo después, Mitchell & Bergman (1991) establecen para las veritas la denominación formal de “hyalo-lamproítas con olivino, diópsido y flogopita”, en el marco de las actuales denominaciones y clasificación de las lamproítas. Lo mismo hacen para jumillitas, fortunitas y cancarixitas, atendiendo a sus características petrográficas y mineralógicas. No obstante, cabe señalar que este tipo de denominaciones basadas exclusivamente en sus características petrográficas y mineralógicas es inviable, tal como señalaban Fúster *et al.* (1967), debido a que ambas características pueden variar notablemente en un mismo tipo de roca lamproítica. Asumimos pues el uso de los nombres clásicos para referirnos a las veritas y demás rocas ultrapotásicas del CVNSE.

SITUACIÓN, ENCUADRE GEOLÓGICO Y DESCRIPCIÓN DEL YACIMIENTO

La cuenca de Vera (Fig. 2) es una pequeña cuenca intramontañosa de edad neógena situada en el sector más oriental de las Cordilleras Béticas. Se encuentra limitada al N por la Sierra de Almagro, al O por la Sierra de Bédar (prolongación de la de Los Filabres), al S por la Sierra Cabrera y al E por las estribaciones más meridionales de la Sierra Almagrera, al S de la cual toda la cuenca se abre al mar Mediterráneo por el amplio portillo de Garrucha, playa baja de casi diez kilómetros de longitud que se extiende desde la desembocadura del Almanzora hasta la salida del río Alías al S de Mojácar.



Figura 2: Cuenca de Vera vista desde levante (Fot. Google Earth. Image Landsat/Copernicus. Image c 2024 Airbus. Data SIO, NOAA, U.S. Navy, NGA, GEBCO).

Su marco geológico, expresado en la Fig. 3 a partir de datos del Mapa Geológico de España y Portugal a escala 1:1.000.000 (IGME-LNEG, 2015), muestra la disposición de los cuatro bloques mesozóico-paleozóicos que perimetran la Cuenca de Vera (colores negro y violeta) y la disposición que sobre ellos alcanzan los depósitos sedimentarios neógenos y cuaternarios (resto de colores). Entre estos últimos, son los depósitos del Mioceno Superior (Tortoniense y Messiniense) los de más amplia distribución.

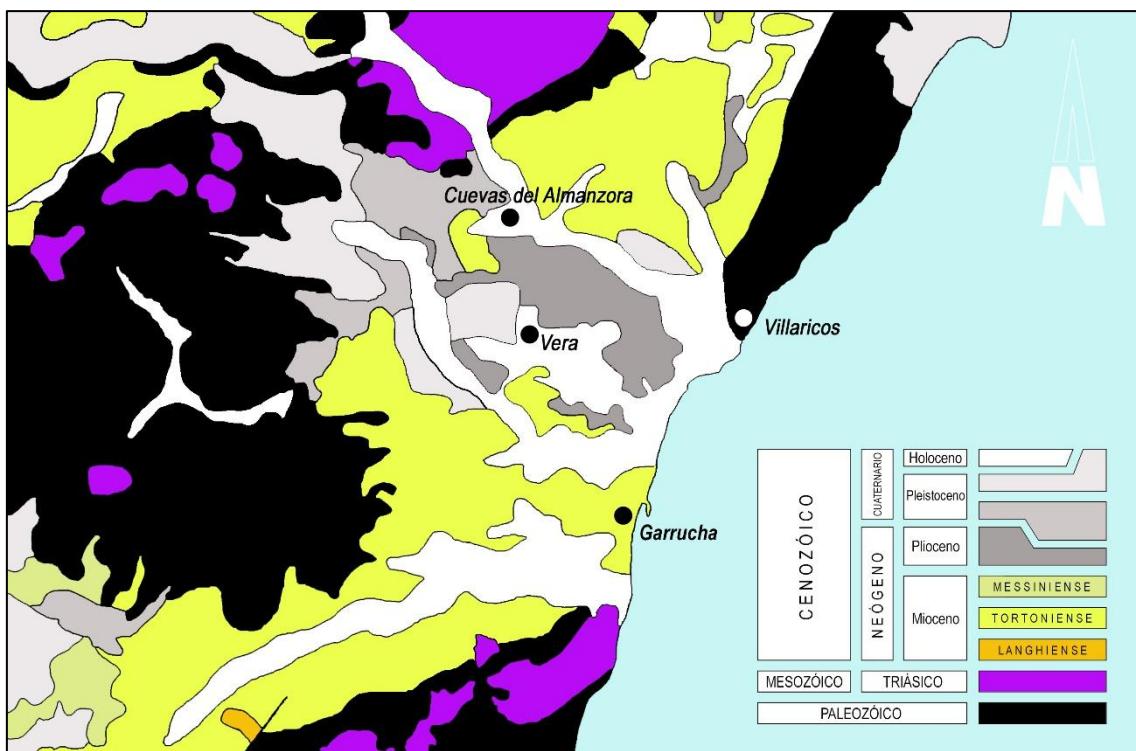


Figura 3: Esquema geológico de la Cuenca de Vera elaborado a partir de los datos del Mapa Geológico de España y Portugal a escala 1:1.000.000 (IGME-LNEG, 2015).

En la Cuenca de Vera coexisten dos tipos de vulcanitas, las correspondientes a un volcanismo calco-alcalino potásico y shoshonítico, cuyos afloramientos se expresan con los números 6 y 7 en la Fig. 4; y los afloramientos de veritas (en rojo), correspondientes a un volcanismo ultrapotásico (lamproítico), cuya posición se expresa con el resto de los números.



Figura 4: Afloramientos de vulcanitas en la Cuenca de Vera. En rojo, los afloramientos de veritas (rocas ultrapotásicas) y en violeta los afloramientos del volcanismo calco-alcalino potásico y shoshonítico. 1: Centro emisor del Cabezo María (Antas); 2: Coladas de Cureníma (Antas); 3: Coladas de la Salaosa y el Coscojar (Vera); 4: Coladas de Cañada Honda (Vera); 5: Coladas de Media Legua (Vera); 6: Vulcanitas de Los Pelaos (Vera); 7: Vulcanitas de La Mulería-Los Lobos-El Largo (Cuevas del Almanzora); 8: Coladas de los Llanos de Jordana (Cuevas del Almanzora). Sobre imagen de Google Earth.

Expresamos en la Tabla I la denominación de los diversos afloramientos de vulcanitas en la Cuenca de Vera

Tabla I

#	AFLORAMIENTO	MUNICIPIO	TIPO VOLCANISMO
1	Centro emisor del Cabezo María	Antas	Ultrapotásico (Lamproítico)
2	Coladas de Cureñima	Antas	Ultrapotásico (Lamproítico)
3	Coladas de la Salaosa y el Coscojar	Vera	Ultrapotásico (Lamproítico)
4	Coladas de Cañada Honda	Vera	Ultrapotásico (Lamproítico)
5	Coladas de Media Legua	Vera	Ultrapotásico (Lamproítico)
6	Vulcanitas de Los Pelaos	Vera	Calco-alcalino potásico y shoshonítico
7	Vulcanitas de La Mulería-Los Lobos-El Largo	Cuevas del Almanzora	calco-alcalino potásico y shoshonítico
8	Coladas de los Llanos de Jordana	Cuevas del Almanzora	Ultrapotásico (Lamproítico)

Tabla I. Denominación de los afloramientos de vulcanitas en la Cuenca de Vera, con expresión del término municipal donde se ubican y el tipo de volcanismo que los originó. Los números se corresponden con los expresados en la Figura 4.

A excepción de las coladas de los Llanos de Jordana (Fig. 4, #8), todos los demás afloramientos de veritas se disponen en la zona más meridional de la Cuenca de Vera, al S del río Almanzora, en el entorno del río Antas (Figs. 4 y 5) y lo hacen de E a W, partiendo del Centro emisor de Cabezo María (Fig. 4, #1) en el límite occidental de la Fosa de Vera, hasta las proximidades del mar, siendo el afloramiento más oriental el de las Coladas de Media Legua (Fig. 4, #5). Tanto el centro de emisión principal como las coladas son de carácter subacuático somero (Bellido y Brändle, 2006).

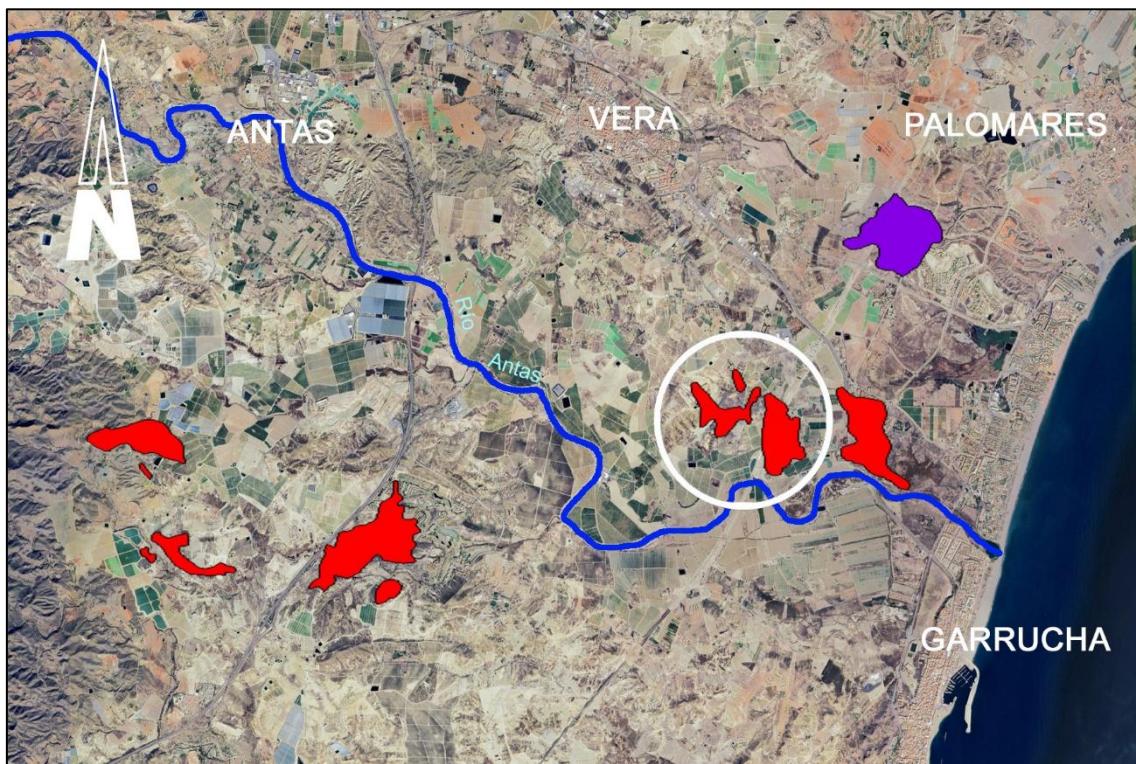


Figura 5: Disposición de los afloramientos de veritas (en rojo) en torno al río Antas. El círculo blanco señala el afloramiento de las Coladas de Cañada Honda, lugar de procedencia de las muestras estudiadas.



Figura 6: Capa de veritas en Cañada Honda (Fot. J.M. Sanchis, 2014)

Las muestras estudiadas proceden del afloramiento de Cañada Honda (Fig. 5) y fueron colectadas en los años 2014 y 2015. En este afloramiento dominan los restos de coladas, por lo general bastante vesiculares, vítreas y de color negruzco o muy oscuro (Figs. 6, 7 y 8). Observamos como las vulcanitas se disponen sobre los depósitos sedimentarios miocenos e incluso se intercalan entre ellos (Figs. 7 y 8).



Figura 7: Diversas coladas de veritas (negras) intercaladas con sedimentos miocenos (ocres) (Fot. J.M. Sanchis, 2014).



Figura 8: Diversas coladas de veritas (negras) intercaladas con sedimentos miocenos (ocres) propios de ambientes marinos someros (Fot. J.M. Sanchis, 2014).

Se observan también con frecuencia protrusiones de los sedimentos margosos (Fig. 9) que se inyectan entre las discontinuidades de las coladas y que pueden estar recubiertos por lóbulos más recientes de las mismas (Bellido y Brändle, 2006).



Figura 9: Protrusiones de sedimentos margosos entre las coladas de vulcanitas negras (Fot. J.M. Sanchis, 2014).



Figura 10: Aspecto de las brechas volcánicas en el afloramiento de Cañada Honda (Fot. J.M. Sanchis, 2014).

Son extremadamente frecuentes en este yacimiento las brechas volcánicas, formadas por fragmentos heterométricos y angulosos de vulcanitas vítreas vesiculadas, cementados por una matriz de hialoclastitas y sedimentos (Figs. 10 y 11).



Figura 11: Aspecto de las brechas volcánicas en el afloramiento de Cañada Honda (Fot. Jesús Alonso, 2014).

METODOLOGÍA ANALÍTICA

Para la realización de este trabajo se han examinado dos grupos de 21 muestras cada uno, colectadas en la primavera de 2014 y depositadas en las colecciones del Museo de Ciencias Naturales de Álava, con números de registro comprendidos entre MCNA14980 y MCNA15000 para el primer grupo y entre MCNA15009 y MCNA15028 para el segundo. De los 42 ejemplares disponibles se prepararon para análisis 13 muestras con abundantes vacuolas mineralizadas, sobre las que se determinaron 25 regiones a analizar (R). Sobre estas se definieron a su vez 38 puntos de análisis (P), Ver Tabla II.

Tabla II

Nº de muestra	Región analizada	Punto de análisis
MCNA 14980	R1	P1
MCNA 14981	R1	P1
		P2
	R2	P1
	R3	P1
MCNA 14982	R1	P1
	R2	P1
	R3	P1
	R4	P1
MCNA 14984	R1	P1
		P2
		P3
	R2	P1
	R3	P1
MCNA 14996	R1	P1
MCNA 15000	R1	P1
		P2
	R2	P1
	R3	P1
	R4	P1
MCNA 15008	R1	P1
		P2
MCNA 15010	R1	P1
MCNA 15013	R1	P1
		P2
	R2	P1
	R2	P2
MCNA 15015	R1	P1
		P2
MCNA 15021	R1	P1
		P2
		P3
MCNA 15024	R1	P1
		P2
MCNA 15025	R1	P1
	R2	P1
		P2

Tabla II. Denominación de las 13 muestras implicadas en los análisis, con expresión de las 25 regiones (R) sobre las que se definieron los 38 puntos (P) de análisis.

Técnicas analíticas utilizadas

Microfluorescencia de rayos X (μ FRX)

El estudio se ha enfocado esencialmente en la determinación de la composición química de los ejemplares mediante μ FRX. Este análisis permite determinar los elementos presentes y su proporción relativa para todos los elementos comprendidos entre Na (Z=11) y U (Z=92). Los ensayos se han realizado en un espectrómetro Bruker, modelo M4 Tornado, equipado con dos tubos de rayos X (Rh y W) y dos detectores SDD cada uno con área activa de 60 mm². Ambos tubos disponen de filtros primarios para reducir la radiación de fondo y/o eliminar interferencias con las líneas características del ánodo. El tubo de Rh lleva una óptica policapilar para concentrar la radiación en un spot <20 μ m (Mo-K α), haciéndolo ideal para análisis de pequeños cristales minerales. El tubo de W lleva un colimador de 0,5 mm. Aunque su spot es de mayor tamaño, complementa al otro tubo cuando se sospeche la presencia de Rh en la muestra, o cuando sea precisa la excitación de líneas de alta energía de elementos menores o trazas.

Para el posicionamiento y enfoque de la muestra el equipo dispone de una mesa, motorizada para su desplazamiento en XYZ, capaz de soportar ejemplares de hasta 5 kg de peso. La selección del área de interés se realiza mediante dos microscopios coaxiales con magnificaciones de 10X y 100X, equipados con videocámaras que permiten la captación de imágenes. La cámara del equipo está conectada a una bomba de tal modo que los análisis pueden realizarse a presión atmosférica en el caso de ejemplares sensibles, o bien a vacío para mejorar la sensibilidad a elementos ligeros y eliminar la interferencia de las líneas espectrales de componentes atmosféricos como el Ar. Valores típicos de vacío están comprendidos entre 2-20 mbar.

Los datos para cada punto han sido adquiridos en vacío (20 mbar) utilizando radiación de Rh con el generador operando a 50 kV y 150 μ A, utilizando dos detectores para incrementar la intensidad de la señal recibida. El tiempo de adquisición para cada espectro fue de 60 s.

Los espectros adquiridos se procesaron con el software ESPRIT M4 v. 1.5.2.65 para obtener un análisis semicuantitativo expresado en % atómico de elementos mayores. El método de cuantificación está basado en parámetros fundamentales, utilizando como espectros de referencia para cada elemento los obtenidos en minerales o elementos puros, según el caso. Se dispone de métodos optimizados para la corrección de matrices que permiten la cuantificación tanto de elementos como de óxidos. En este último caso, la presencia de oxígeno combinado se calcula estequiométricamente.

Difracción de rayos X (DRX)

En los casos en los que la composición no es suficiente para la identificación de la especie o se ha considerado necesaria su confirmación por un segundo ensayo, se ha utilizado difracción de rayos X de polvo. Para ello se tomó del ejemplar una pequeña muestra de la región de interés, reduciéndola a polvo fino en un mortero de ágata. Este polvo se deposita sobre la superficie de un portamuestras de Si y se dispersa sobre la misma. Este tipo de portamuestras proporciona un fondo muy bajo, sobre el que es posible realizar con éxito el ensayo de cantidades de muestra muy pequeña. Las preparaciones se midieron en un difractómetro de polvo Bruker D8 Advance Eco, con configuración de Bragg-Brentano θ/θ . Los difractogramas se obtuvieron en modo coupled $2\theta/\theta$ con radiación Cu K- α (1.54060 Å), filtro de Ni de 0,02 mm para eliminar la componente K- β y detector 1D LynxEye. Las medidas de las muestras se realizaron en el intervalo angular comprendido entre 3 y 65° (2θ) siendo el tamaño de paso de 0,05° y el tiempo por paso de 1 s. Las condiciones de operación del tubo fueron 40 kV y 25 mA. Los difractogramas se procesaron en el software DIFFRAC.EVA V. 4.1.1 Release 2015, realizándose la

identificación de las fases presentes mediante comparación con la base de datos Powder Diffraction File 2 - 2004 (PDF2-2004) del International Centre for Diffraction Data (ICDD).

RESULTADOS

La determinación de la composición elemental mediante μ FRX ha puesto de manifiesto la presencia de un pequeño grupo de especies minerales en el interior de las abundantes vacuolas presentes en las veritas. Describimos a continuación cada una de ellas.

Celadonita $KMgFe^{3+}Si_4O_{10}(OH)_2$

La celadonita es un filo-hidrosilicato de K, (Mg, Fe²⁺)(Fe³⁺, Al), una mica dioctaédrica con la composición ideal de miembro terminal $KMgFe^{3+}Si_4O_{10}(OH)_2$. Microcristalina. Cristaliza en el sistema monoclínico. Es isoestructural con la glauconita, la aluminoceladonita, la cromoceladonita, la ferroaluminoceladonita y la ferroceladonita, siendo el análogo con Mg de esta última especie. Según se recoge en Hendricks *et al.* (1941), el nombre celadonita fue propuesto un siglo antes por Glocker (1847) para materiales que habían sido descritos previamente como "terra verde" (Romé de L'Isle, 1783) y "Grüne Erde" (Hoffmann, 1788). Una vez triturada, la celadonita adquiere un color verdeazulado (verde celadón) que se ha extraído durante siglos como pigmento para porcelanas y otros fines en canteras cercanas a Verona en Italia (terre verte de Verona) y en el macizo de Troodos en Chipre (Odin *et al.*, 1988).

En nuestros materiales, la celadonita tapiza pequeñas vacuolas generalmente elipsoidales o lenticulares de entre 3 y 15 mm. Se presenta en grupos de botroides semiesféricos en cuya superficie se desarrolla un complejo entramado filiforme, fibroso o escamoso según los casos. Presenta un bonito color verde azulado más o menos claro (Figs. 12, 13 y 14).



Figura 12: Celadonita. Encuadre 4,25 mm. Col. Museo de Ciencias Naturales de Álava MCNA 15024 (Fot. Enrique Ortiz de Zárate).

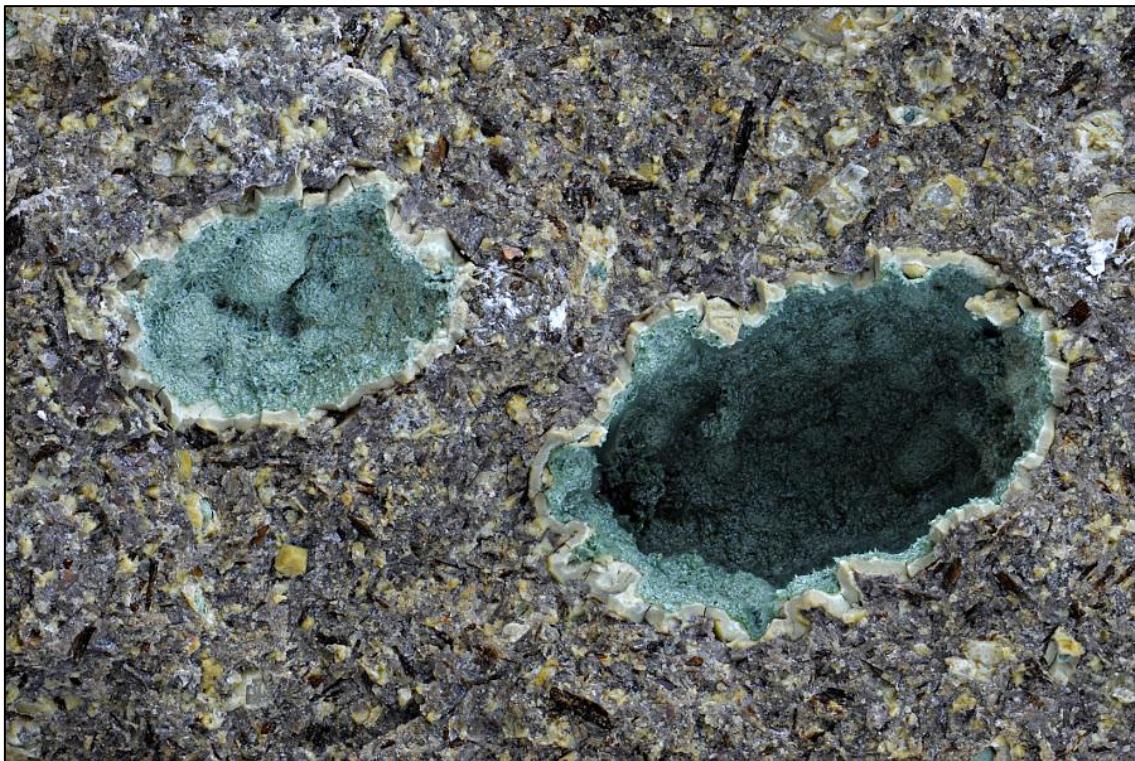


Figura 13: Celadonita. Encuadre 9 mm. Col. Museo de Ciencias Naturales de Álava MCNA 15013 (Fot. Enrique Ortiz de Zárate).

En todas las vacuolas figuradas para esta especie (Figs, 12, 13 y 14) observamos una zonificación en su contenido. En el contacto con la matriz vítreo de la verita se desarrolla una marcada costra de mineral celadonítico de aspecto masivo y algo más blanquecino que perimetra la totalidad de la vacuola, seguido de los botroides verde-azulados creciendo hacia el interior del espacio disponible.



Figura 14: Celadonita. Detalle de la Figura 13. Encuadre 3,5 mm. Col. Museo de Ciencias Naturales de Álava MCNA 15013 (Fot. Enrique Ortiz de Zárate).

Los espectros obtenidos, tanto para las costras que tapizan las paredes de las vacuolas como para los botroides, indican una composición similar. Figuramos a continuación los obtenidos para la muestra MCNA 15013 (Figs. 15 y 16). El primero de ellos ha sido realizado en la costra blanquecina (MCNA 15013 R1-P1) y el segundo en los botroides verde-azulados (MCNA 15013 R1-P2).

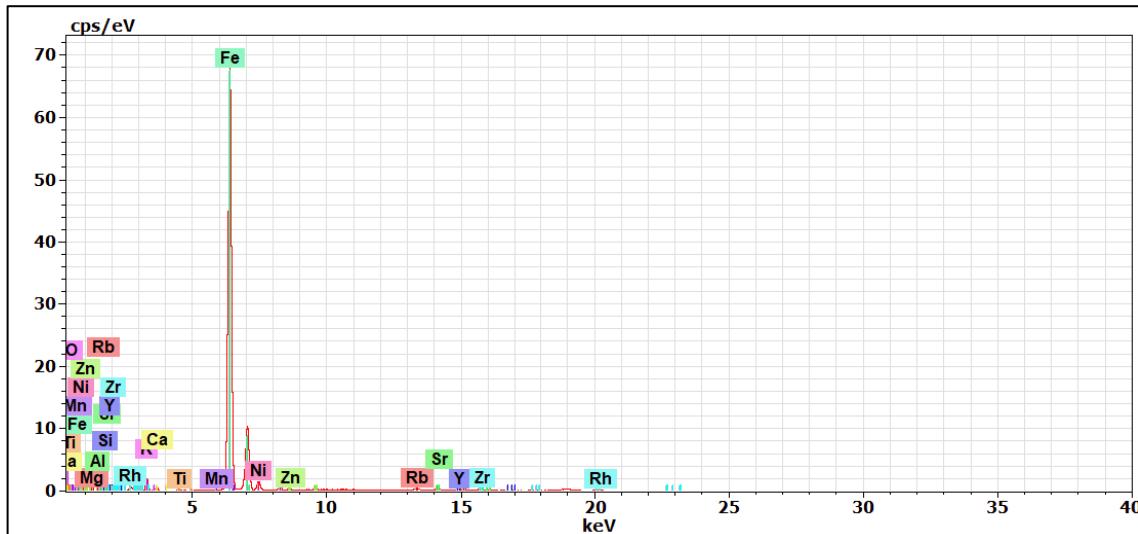


Figura 15: Espectro obtenido para la muestra MCNA 15013 R1-P1, en el punto de análisis situado en su costra perimetral blanquecina.

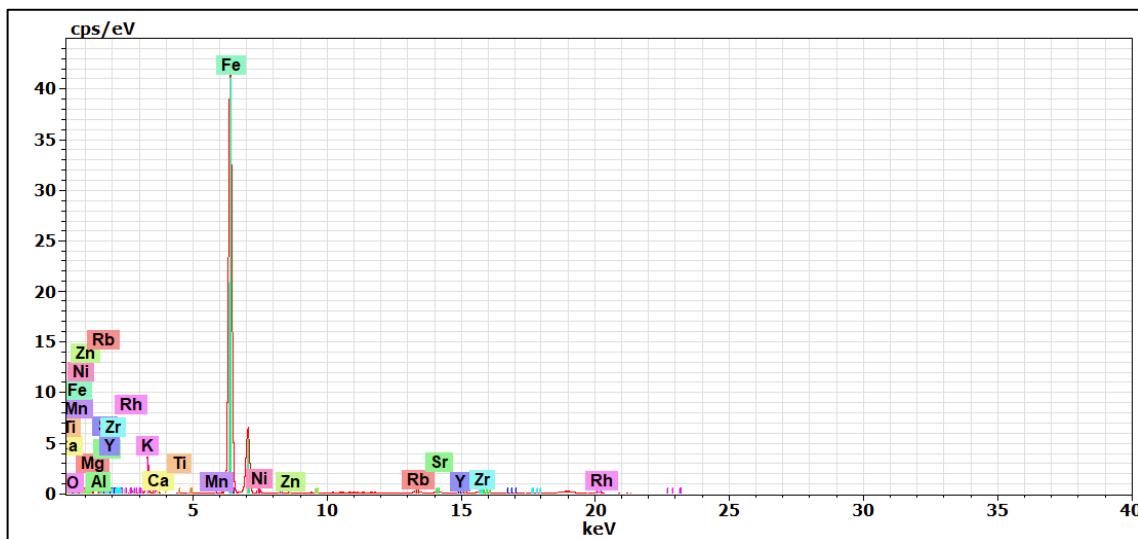


Figura 16: Espectro obtenido para la muestra MCNA 15013 R1-P2, en el punto de análisis situado en su zona de botroides verde-azulados.

A partir de los espectros obtenidos, se ha realizado una semicuantificación de la composición mineral en cada punto de análisis, que para la muestra MCNA 15013 expresamos en la Tabla III. Los resultados indican que ambos puntos de análisis están compuestos por celadonita.

Tabla III

Muestra	O	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Ni	Zn	Rb	Sr	Y	Zr
MCNA 15013 R1-P1	61,12	10,96	0,28	19,67	1,33	0,15	0,03	0,01	6,25	0,13	0,01	0,02	0,02	Trz.	0,03
MCNA 15013 R1-P2	62,00	4,98	0,34	22,86	3,75	0,08	0,03	Trz.	5,80	0,05	Trz.	0,03	0,02	Trz.	0,04

Tabla III. Resultados normalizados de los análisis del ejemplar MCNA 15013 R1 (% peso atómico).

En una de las muestras con contenido celadonítico (MCNA 15010), pero con un aspecto sedoso de la superficie de los botroides y una ausencia del intenso reticulado filiforme tan característico de las vacuolas figuradas con anterioridad, hemos querido contrastar la identificación de celadonita obtenida por μ FRX con un ensayo DRX. El difractograma (Fig. 17) confirma la presencia mayoritaria de celadonita/ferroceladonita, si bien está presente algún otro filosilicato que no ha sido posible diferenciar.

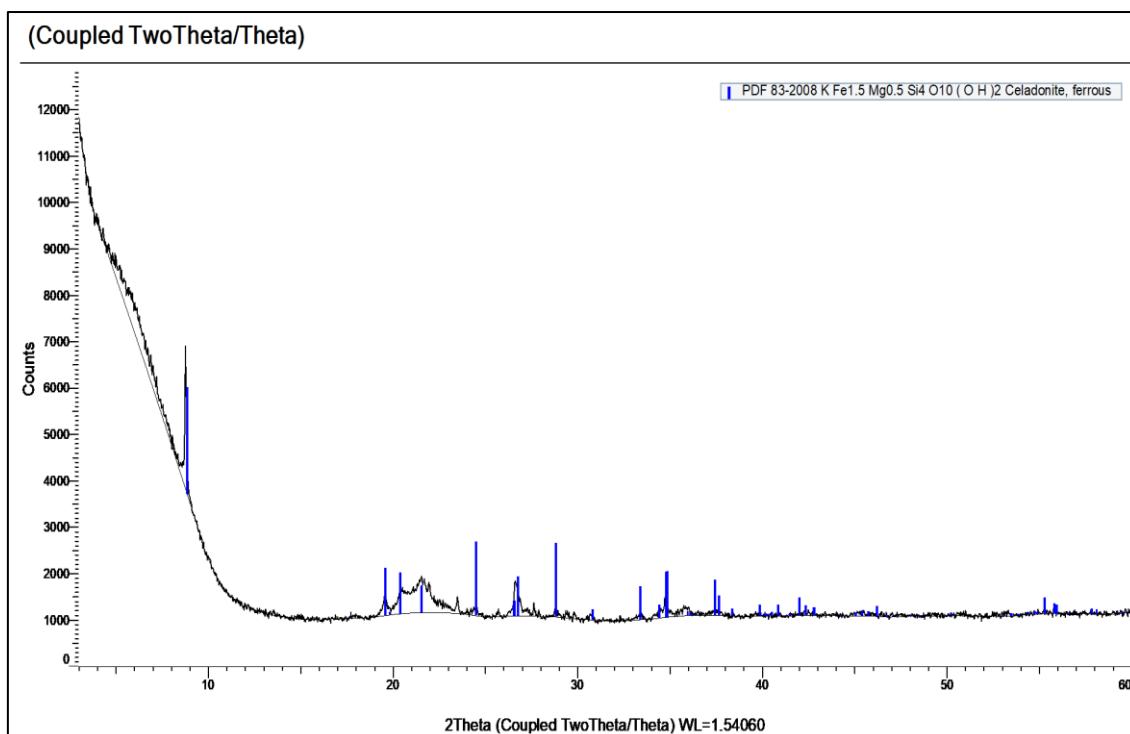


Figura 17: Difractograma obtenido para la muestra MCNA 15010.

De los 38 puntos de análisis definidos para el conjunto de las 13 muestras estudiadas, hemos obtenido otros 15 espectros correspondientes a celadonita/ferroceladonita, además de los dos ya expresados en las Figs. 15, 16 y 17. Los resultados normalizados de todos ellos se recogen en la Tabla VI, al final de este capítulo.

Ferroceladonita $KFe^{2+}Fe^{3+}Si_4O_{10}(OH)_2$

Hasta el trabajo de Li *et al.* (1997), la celadonita era la única de las cuatro especies de miembros terminales de la familia celadonítica que había sido aceptada como una especie mineral válida. Estos autores logran caracterizar con éxito las especies ferroceladonita y ferroaluminoceladonita, que fueron aprobados por la Comisión de Nuevos Minerales y Nombres Minerales de la IMA y cuyo material tipo fue depositado en el Museo Nacional de Historia Natural, la Universidad de Michigan y el Departamento de Geología de la Universidad de Otago.

Al igual que la celadonita, la ferroceladonita es un filo-hidrosilicato de K, (Mg, Fe^{2+}) (Fe^{3+}, Al) del grupo de las micas dioctaédricas, pero con la composición ideal de miembro terminal $KFe^{2+}Fe^{3+}Si_4O_{10}(OH)_2$, esto es, el análogo con Fe (II) de la celadonita. Presenta un color verdoso oscuro a verde-azulado, por lo general más intenso que en la celadonita, y forma con esta una solución sólida entre los extremos con más o menos % de Fe (II):Mg.

En nuestros materiales (Figs. 18 y 19) se presenta en el interior de algunas vacuolas en forma de agregados de botroides quasi-esféricos de color verde oscuro que se disponen sobre costras celadoníticas ricas en Fe, muy similares a las descritas para la celadonita.

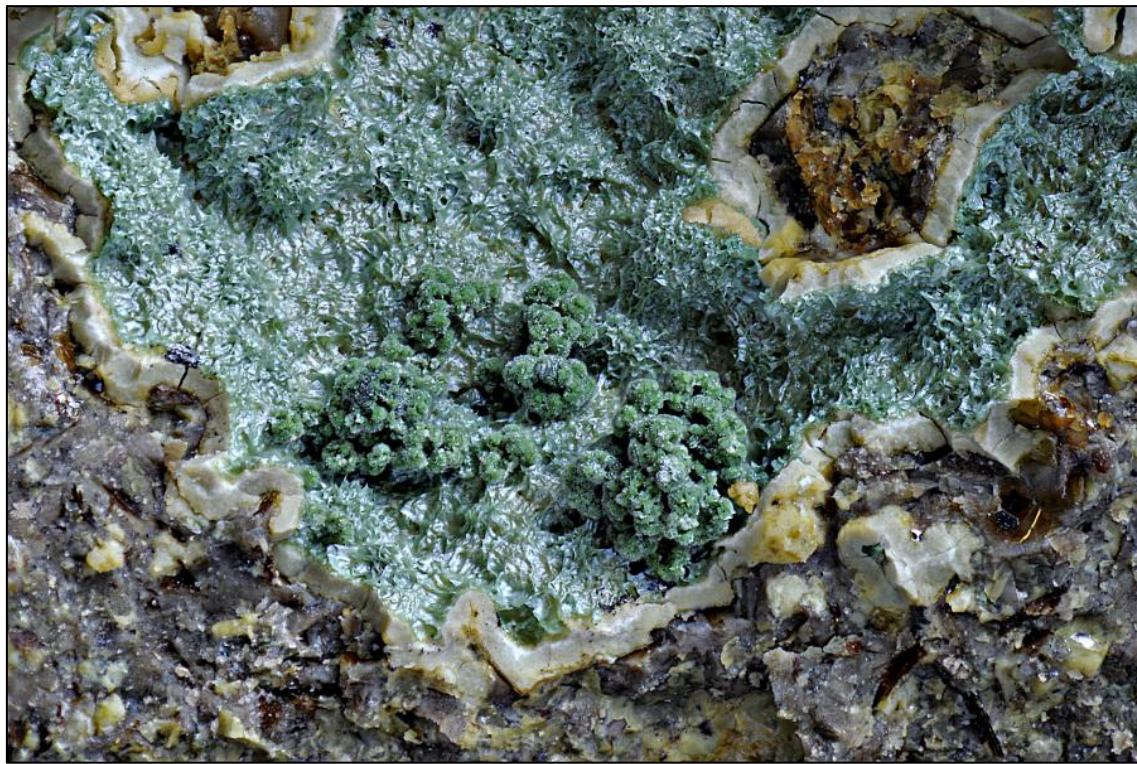


Figura 18: Celadonita. Encuadre 4,25 mm. Col. Museo de Ciencias Naturales de Álava MCNA 15024 (Fot. Enrique Ortiz de Zárate).

A partir de los espectros obtenidos (Figs. 20 y 21), se ha realizado una semicuantificación de la composición mineral en cada punto de análisis, que para la muestra MCNA 15025 (Fig. 19) expresamos en la Tabla IV. Los resultados indican que los dos puntos de análisis realizados en la región R2 de esta muestra están compuestos por ferroceladonita.



Figura 19: Celadonita/ferroceladonita. Encuadre 15,3 mm. Col. Museo de Ciencias Naturales de Álava MCNA 15025 (Fot. Enrique Ortiz de Zárate).

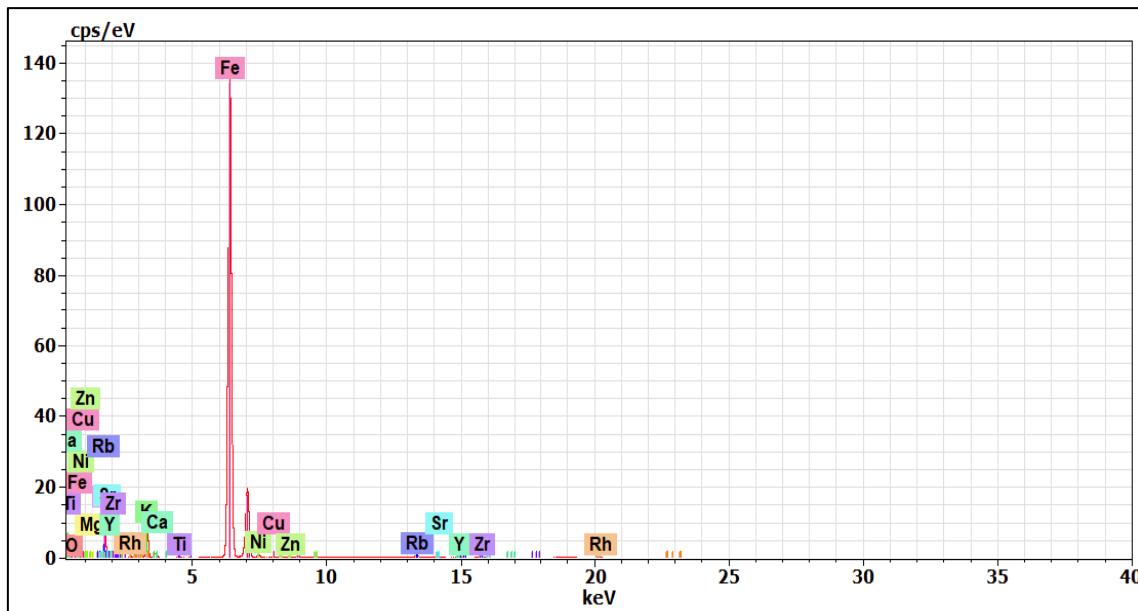


Figura 20: Espectro obtenido para la muestra MCNA 15025 R2-P1, sobre una de las esferulas verde oscuras.

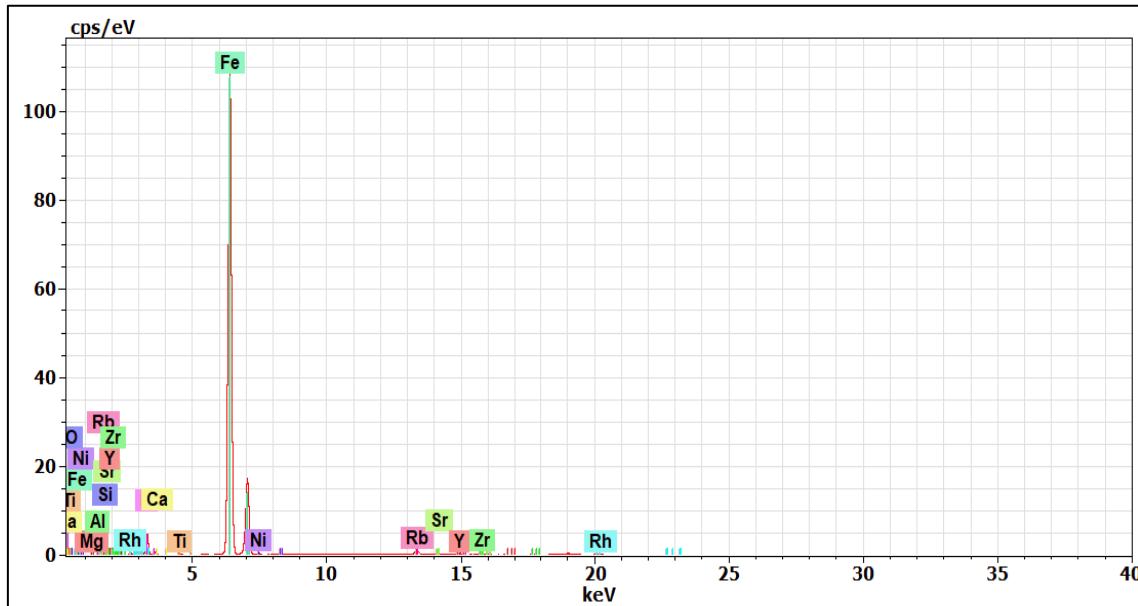


Figura 21: Espectro obtenido para la muestra MCNA 15025 R2-P2, sobre una de las esferulas verde oscuras.

Tabla IV

Muestra	O	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Fe	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Zr
MCNA-15025-2-1	60,89	3,79	-	18,23	4,72	0,15	0,06	11,93	0,08	0,01	0,01	0,06	0,03	0,04
MCNA-15025-2-2	60,55	8,04	0,18	17,12	2,91	0,03	0,03	10,93	0,04	-	-	0,11	0,02	0,05

Tabla IV. Resultados normalizados de los análisis del ejemplar MCNA 15025 en R2 (% peso atómico).

En el ejemplar MCNA 15025 (Fig. 19) los análisis se han centrado exclusivamente en los agregados de botroides quasi-esféricos de color verde oscuro, que contrastan fuertemente con la costra celadonítica más clara. Al igual que en el ejemplar anterior (Fig. 18), estos grupos de botroides se corresponden con términos más próximos a la ferroceladonita, dado el notable incremento del porcentaje atómico del Fe y del decrecimiento del Mg en la relación Fe(II):Mg.

Ópalo $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

El ópalo es un componente habitual en las vacuolas de las veritas. En nuestros materiales (Fig. 22) se presenta como agrupaciones botroidales geliformes hialinas sobre costras celadoníticas, llenando total o parcialmente el espacio disponible y mostrando un bello color verde-azulado debido probablemente a la inclusión de microcristales de celadonita de la costra vacuolar.



Figura 22: Ópalo sobre costra celadonítica en vacuola. Encuadre 3 mm. Col. Museo de Ciencias Naturales de Álava MCNA 14982 (Fot. Enrique Ortiz de Zárate).

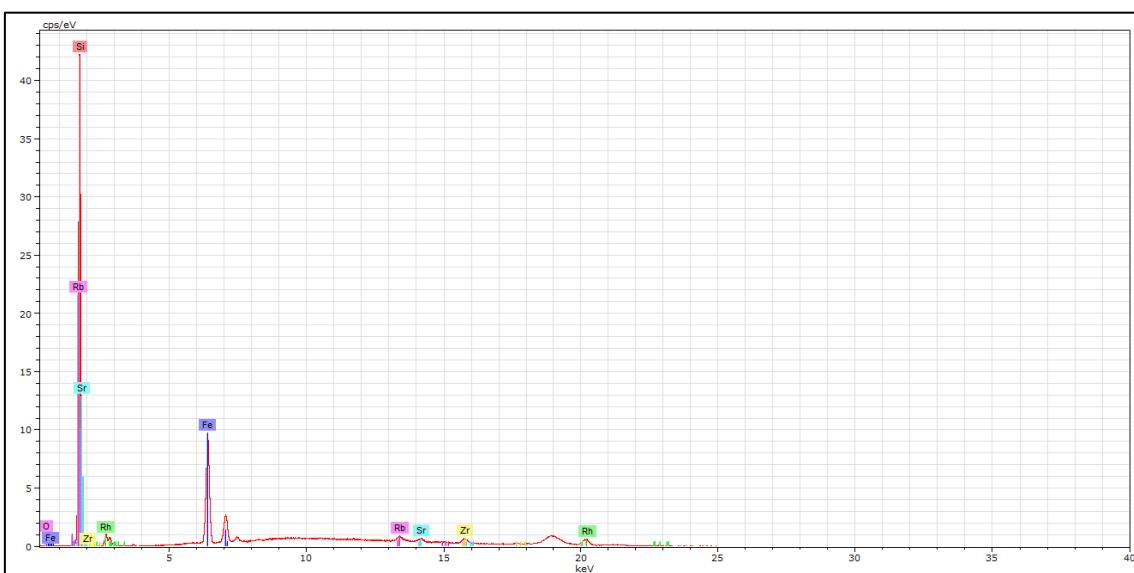


Figura 23: Espectro obtenido para la muestra MCNA 14982 R3.

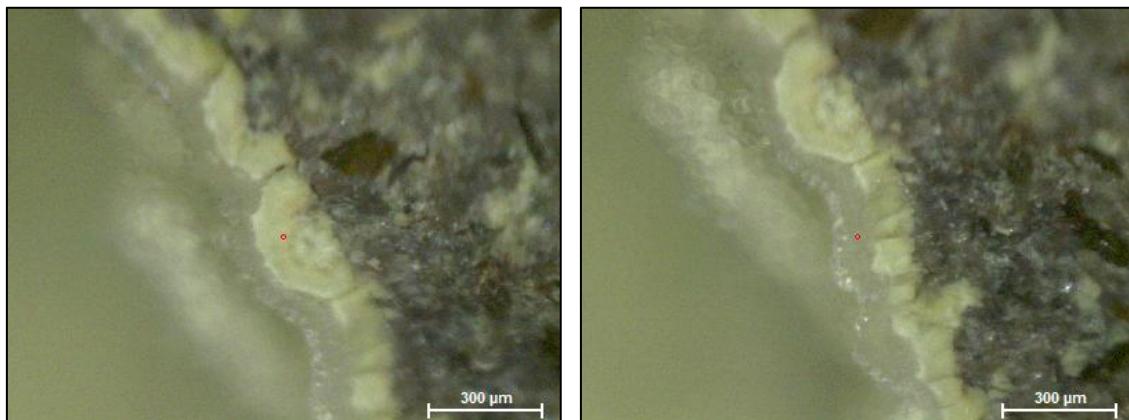
La Fig. 22 muestra la región R3 de la muestra MCNA 14982. En ella, el ópalo recubre el entramado celadonítico de la costra, adquiriendo el color azul verdoso de aquél. El espectro obtenido se expresa en la Fig. 23 y los resultados normalizados, en la Tabla V.

Tabla V

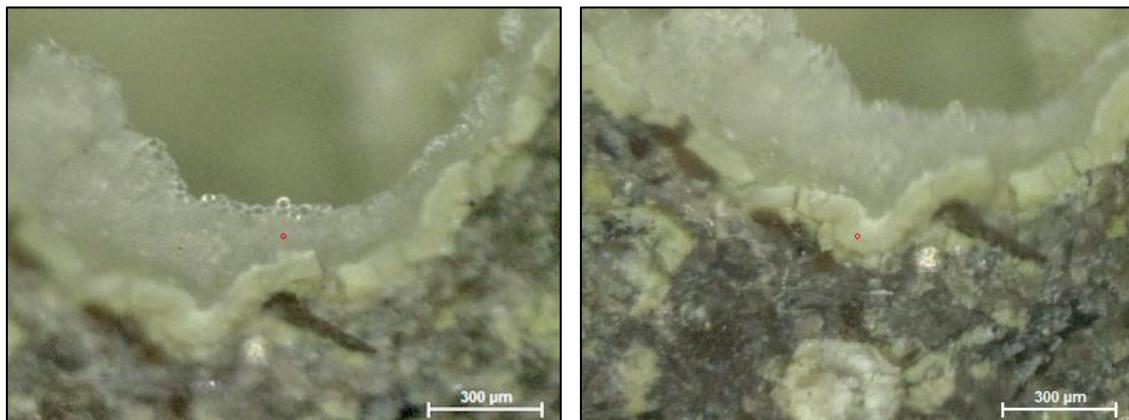
Muestras	O	Mg	Al	Si	S	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Rb	Sr	Zr
MCNA 14982 R3-P1	66,62	-	-	33,12	-	-	-	-	-	0,24	0,01	0,00	0,01

Tabla V. Resultados normalizados del análisis del ejemplar MCNA 14982 R3 (% peso atómico).

Otra vacuola con un ligero recubrimiento de ópalo sobre la costra celadonítica es la MCNA 15000 en su región R1 (Figs. 24 y 25) y R2 (Figs. 26 y 27). Nuevamente los espectros y sus resultados normalizados nos confirman costra de celadonita parcialmente recubierta por ópalo var. hialita hacia el interior de la vacuola. A diferencia de la muestra anterior, el ópalo es aquí hialino.



Figuras 24 y 25: A la izquierda, punto de análisis (rojo) sobre la costra de la vacuola. A la derecha, punto de análisis (rojo) sobre el recubrimiento opalino. Ambas sobre la muestra MCNA 15000 en R1-P1 y R1-P2 respectivamente.



Figuras 26 y 27: A la izquierda, punto de análisis (rojo) sobre el recubrimiento opalino. A la derecha, punto de análisis (rojo) sobre la costra de la vacuola. Ambas sobre la muestra MCNA 15000 en R2-P1 y R2-P2 respectivamente.

Para contrastar los resultados de μ FRX para la muestra MCNA 15000, se realizó un DRX a un pequeño fragmento de la costra existente entre la verita y el depósito opalino. El difractograma de la Fig. 28 confirma celadonita/ferroceladonita, si bien está presente algún otro filosilicato que no ha sido posible diferenciar, correspondiendo al resto de picos presentes.

El ópalo se encuentra asociado a celadonita/ferroceladonita en todas las vacuolas en las que está presente.

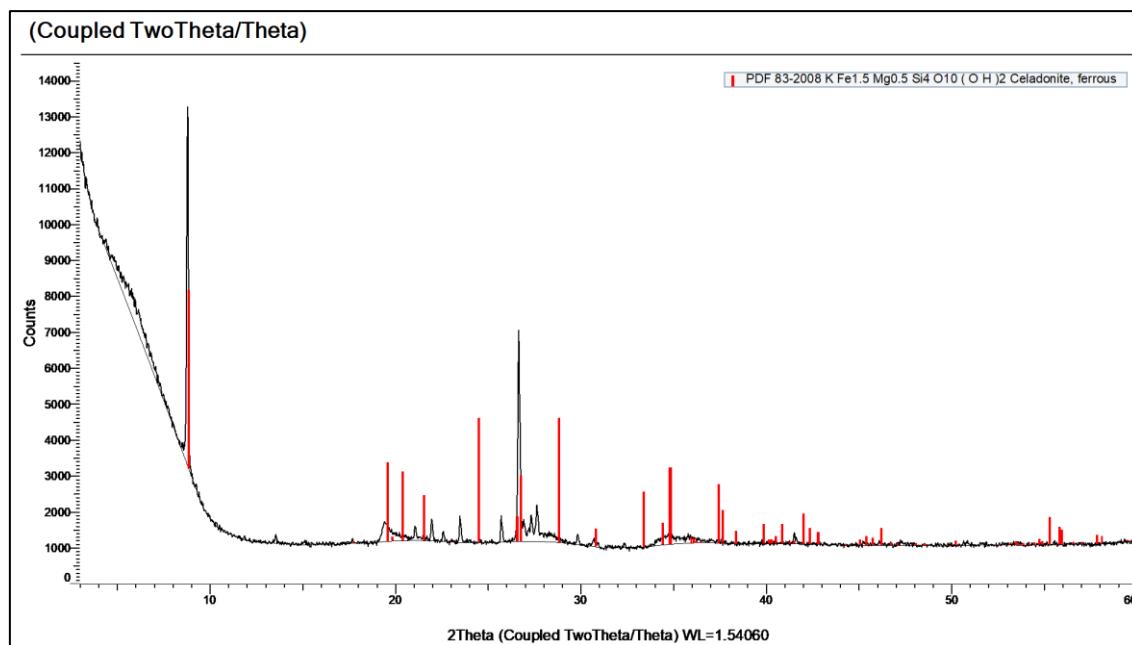


Figura 28: Difractograma de MCNA 15000 R4 para un fragmento de costra.

En la Fig. 29 observamos una fina costra seguida de un anillo blanquecino que hacia el interior de la vacuola adquiere colores ocres y localmente glóbulos hialinos. Observamos también la presencia de corpúsculos verdes inmersos en el cuerpo principal. Se trata de la muestra MCNA 14984 en su región R1, y sus resultados analíticos arrojan ópalo para toda la masa principal, sea blanquecina, ocre o translúcida. Para los corpúsculos verdes inmersos en la masa opalina, los análisis arrojan celadonita/ferroceladonita. La costra celadonítica que se dispone entre el ópalo y la verita es muy reducida en este ejemplar y se ha desprendido durante la apertura de la vacuola. Observamos mejor su presencia en las vacuolas de las Figs. 30 y 31 en las que el contenido vacuolar no ha sido fracturado.



Figura 29: Ópalo en vacuola. Encuadre 9 mm. Col. Museo de Ciencias Naturales de Álava MCNA 14984 (Fot. Enrique Ortiz de Zárate).



Figura 30: Vacuola rellena de ópalo con costra celadonítica. Encuadre 9 mm. Col. Museo de Ciencias Naturales de Álava MCNA 14984 (Fot. E. Ortiz de Zárate).

En ambos casos (Figs. 29 y 30) no observamos el interior de la vacuola sino la superficie externa del contenido vacuolar. Se trata, al igual que en la muestra anterior, de ópalo con inclusiones de celadonita/ferroceladonita. En ambos casos se conserva aún una ligera costra celadonítica exterior de color blanco-amarillenta. Todos los datos normalizados a partir de los espectros obtenidos para el ópalo se muestran en la Tabla VII.



Figura 31: Vacuola rellena de ópalo con costra celadonítica. Encuadre 21 mm. Col. Museo de Ciencias Naturales de Álava MCNA 14984 (Fot. E. Ortiz de Zárate).

Calcita CaCO_3

En nuestros materiales, la calcita se presenta en la mayoría de las ocasiones como agrupaciones globulares de varios individuos. Estos presentan superficie lisa, algo brillante y aspecto aporcelanado de color blanco (Figs. 32 y 33).



Figura 32: *Grupos de calcita globular en vacuola. Encuadre 22 mm. Col. Museo de Ciencias Naturales de Álava MCNA 14981 en R2 (Fot. E. Ortiz de Zárate).*



Figura 33: *Grupos de calcita globular en vacuola. Encuadre 22 mm. Col. Museo de Ciencias Naturales de Álava MCNA 14981 en R3 (Fot. E. Ortiz de Zárate).*

En ocasiones la composición microcristalina de los glóbulos adquiere un marcado color verde-azulado claro, probablemente por incorporación de celadonita durante su crecimiento. Obsérvese como todas las vacuolas con presencia de calcita globular mantienen una fina costra celadonítica en contacto con la verita (Figs. 32, 33, 34 y 35).



Figura 34: Grupos de calcita globular en vacuola. Encuadre 22 mm. Col. Museo de Ciencias Naturales de Álava MCNA 14983 (Fot. E. Ortiz de Zárate).



Figura 35: Detalle de un glóbulo de calcita de la imagen anterior. Encuadre 9 mm. Col. Museo de Ciencias Naturales de Álava MCNA 14983 (Fot. E. Ortiz de Zárate).



Figura 36: Vacuola rellena totalmente por calcita blanca microcristalina, con un glóbulo de calcita verde-azulada asociado. Encuadre 24 mm. Col. Museo de Ciencias Naturales de Álava MCNA 14982 (Fot. E. Ortiz de Zárate).

Tal como señala el pie de la Fig. 36 ambos componentes de esta vacuola lenticular son calcita. La más abundante, de color blanquecino lechoso, ocupaba la totalidad de la geoda. El desprendimiento de la porción inferior puso de manifiesto la presencia de un solo glóbulo de calcita verde-azulada, lo que señala dos fases distintas en el depósito del carbonato intravacuolar. La marcada diferencia entre los dos elementos nos hizo pensar que se trataba de dos minerales diferentes, por lo que se analizaron ambos. Los dos espectros se figuran a continuación (Figs. 37 y 38) y sus resultados normalizados en la Tabla IX, al final de este capítulo.

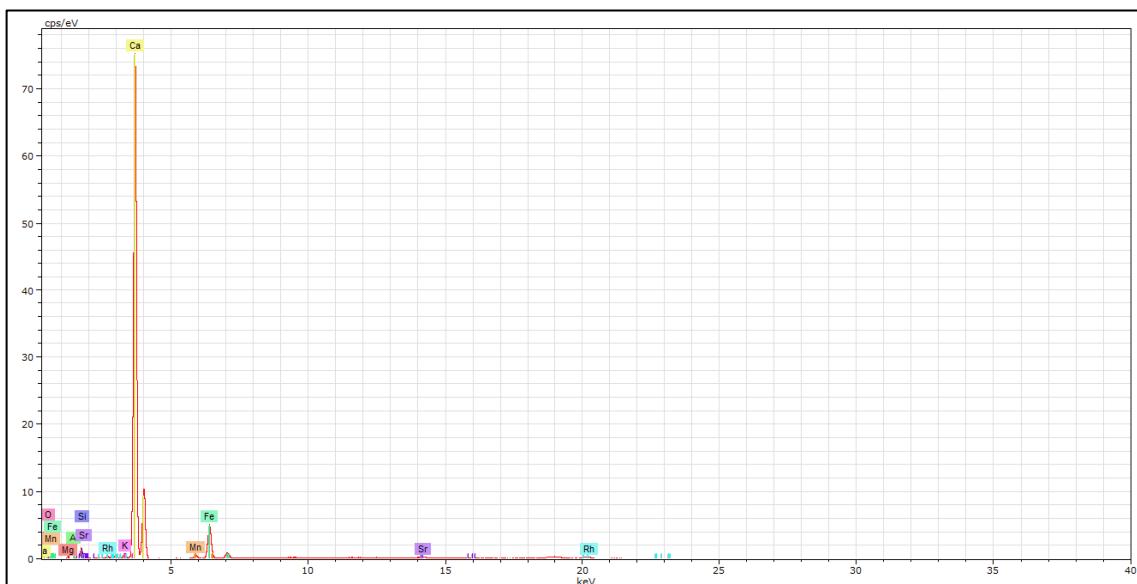


Figura 37: Espectro obtenido para la muestra MCNA 14982 R1-P1, correspondiente al glóbulo verde-azulado de la Fig. 36.

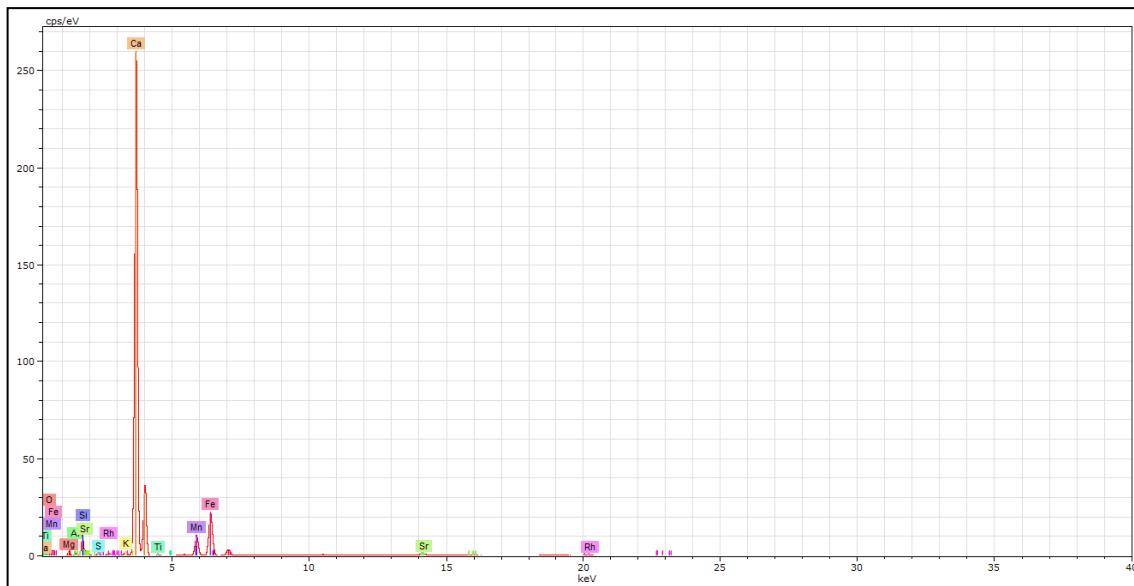


Figura 38: Espectro obtenido para la muestra MCNA 14982 R1-P2, correspondiente a la masa blanco-lechosa de la Fig. 36.

Aragonito CaCO_3

Se presenta en las vacuolas de las veritas como agrupaciones de cristales prismáticos, estriados longitudinalmente, en crecimientos radiales tan característicos de la especie (Figs. 39, 40 y 41). Al igual que en las vacuolas con calcita, en la imagen inferior se constata la presencia de una fina costra celadonítica que perimetriza todo el contenido carbonático.



Figura 39: Agregados radiales de aragonito llenando vacuola con finísima costra celadonítica. Encuadre 28 mm. Col. Museo de Ciencias Naturales de Álava MCNA 14980 (Fot. E. Ortiz de Zárate).



Figura 40: Detalle de la imagen anterior con cristales de aragonito. Encuadre 10 mm. Col. Museo de Ciencias Naturales de Álava MCNA 14980 (Fot. E. Ortiz de Zárate).



Figura 41: Agregados radiales de aragonito, asociados a glóbulos de calcita. Encuadre 14,5 mm. Col. Museo de Ciencias Naturales de Álava MCNA 14983 (Fot. E. Ortiz de Zárate).

En algunas de las vacuolas observamos agregados de aragonito asociados a glóbulos de calcita (Fig. 41), además de algunos fragmentos de costra celadonítica caídos sobre la calcita tras los fuertes impactos sobre la roca para la apertura de las vacuolas. En otra de las vacuolas analizadas se ha observado que los cristales prismáticos de aragonito están

parcialmente recubiertos por finísimos microcristales que apagan su brillo. Se ha triturado un pequeño fragmento prismático de este aragonito para análisis DRX y el resultado muestra la presencia adicional de calcita (Fig. 42).

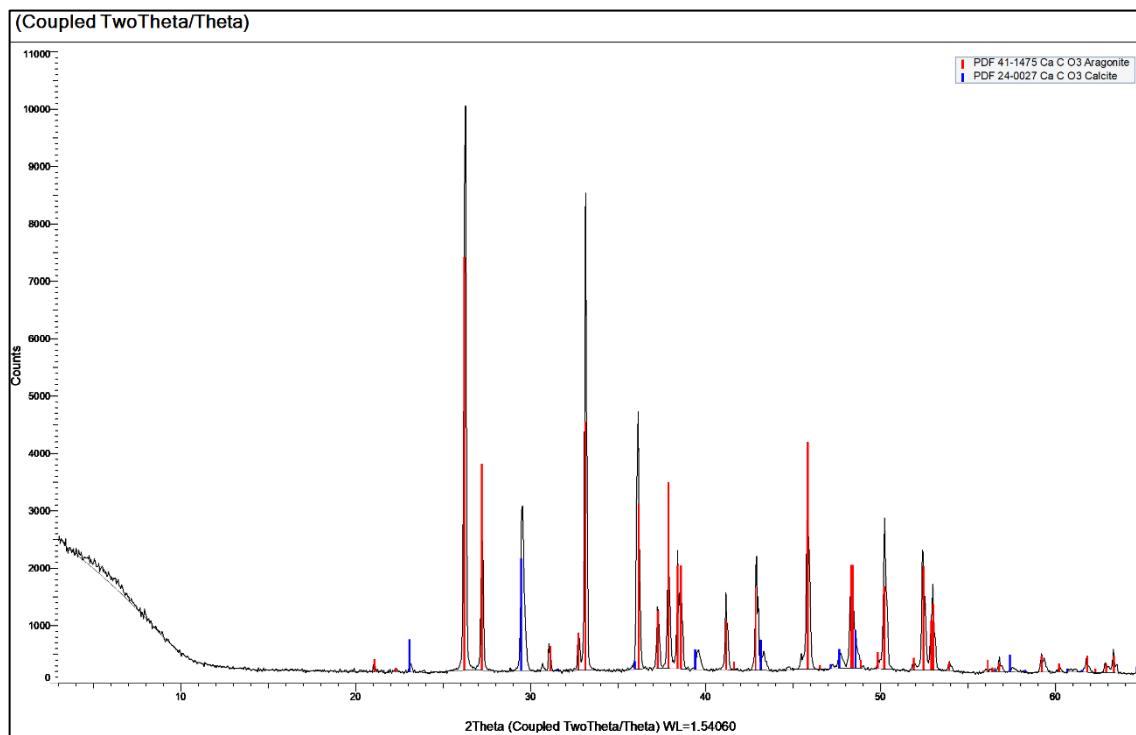


Figura 42: Difractograma de la muestra MCNA 14996 R1 confirmando aragonito y mostrando adicionalmente la presencia de calcita.

Los resultados normalizados de todos los análisis de μ FRX realizados para este trabajo se han agrupado en las Tablas VI, VII, VIII y IX.

CONCLUSIONES

Todas las veritas de esta zona han sufrido transformaciones mineralógicas que se manifiestan principalmente en la alteración del olivino y en los rellenos de vacuolas por sílice y carbonatos (Bellido y Brändle, 2006). El análisis de los minerales presentes en las vacuolas de las veritas nos ha permitido confirmar estos datos y poner de manifiesto la presencia de celadonita en el CVNSE, extrañamente ignorada hasta la fecha, dada su abundancia. Salvo cuando se presenta en solitario, en prácticamente todas las vacuolas analizadas, la celadonita/ferroceldadonita aparece como una costra que, en contacto con la verita, separa a esta de los contenidos vacuolares, ya sean carbonáticos o silíceos. Los análisis confirman que se trata de un mineral del grupo de las micas dioctaédricas, subgrupo de la celadonita, con variaciones locales en función de las proporciones relativas de Fe(II):Mg con una pequeña sustitución variable de Al en la posición de Fe(III). Cuando el color verde es de una tonalidad más oscura, en los análisis se refleja un mayor contenido en Fe, sugiriendo que son términos más cercanos a ferroceldadonita, mientras que las tonalidades más claras se corresponden con términos aparentemente más cercanos a celadonita. El origen de la celadonita sigue siendo hoy enigmático y fragmentario, además de desconcertante (Park *et al.*, 2022). Aunque los aspectos genéticos de la celadonita quedan fuera de alcance del presente trabajo, deseamos resaltar el potencial interés de esta especie para rastrear la historia geotérmica de los campos volcánicos en general (Park *et al.*, 2022) y del CVNSE en particular.

Tabla VI

Nº de Muestra	O	Mg	Al	Si	S	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Ni	Cu	Zn	As	Rb	Sr	Y	Zr	
MCNA 14981	R1-P1	62,04	5,24	2,62	21,13	-	2,73	-	-	--	6,10	0,07	-	-	-	0,01	0,02	-	0,03
	R1-P2	60,94	14,62	0,51	20,06	-	0,28	-	-	-	3,46	0,09	-	-	-	0,01	0,02	-	0,02
MCNA 14984	R1-P2	63,69	3,29	0,68	25,87	0,24	2,13	0,51	0,08	0,00	3,43	-	-	-	-	0,02	0,02	-	0,02
MCNA 15000	R1-P1	65,61	2,43	0,12	30,80	-	0,09	0,11	0,01	Trz.	0,81	0,01	-	-	-	Trz.	Trz.	Trz.	0,01
	R2-P2	62,42	8,73	0,99	22,32	-	0,60	0,22	0,07	Trz.	4,55	0,07	0,02	0,01	-	Trz.	Trz.	Trz.	Trz.
	R3-P1	62,95	4,33	0,27	22,61	-	1,47	0,13	0,03	Trz.	7,93	0,09	0,01	0,03	0,01	0,06	0,03	Trz.	0,04
	R4-P1	61,39	12,75	0,69	21,57	-	0,76	0,21	0,07	Trz.	2,46	0,03	Trz.	0,01	Trz.	0,02	0,01	Trz.	0,03
MCNA 15008	R1-P1	61,00	14,24	0,50	20,54	-	0,44	0,26	0,04	Trz.	2,86	0,04	0,01	Trz.	-	0,03	0,02	-	0,02
	R1-P2	62,53	3,89	0,39	24,19	-	3,69	0,09	0,04	-	5,05	0,04	Trz.	Trz.	Trz.	0,03	0,01	-	0,02
MCNA 15010	R1-P1	65,51	0,76	0,39	30,07	-	0,70	0,18	0,05	-	2,24	0,01	-	0,01	-	0,03	0,03	Trz.	0,03
MCNA 15013	R1-P1	61,12	10,96	0,28	19,67	-	1,33	0,15	0,03	0,01	6,25	0,13	-	Trz.	-	0,02	0,02	Trz.	0,03
	R1-P2	62,00	4,98	0,34	22,86	-	3,75	0,08	0,03	Trz.	5,80	0,05	-	Trz.	-	0,03	0,02	Trz.	0,04
	R2-P1	60,99	14,94	0,27	20,47	-	0,15	0,14	0,02	Trz.	2,94	0,05	-	0,01	-	0,01	0,01	Trz.	0,02
	R2-P2	61,71	6,13	0,38	20,96	-	2,96	0,06	0,03	-	7,60	0,08	-	0,01	-	0,04	0,02	-	0,04
MCNA 15021	R1-P2	59,09	13,67	0,52	16,86	-	0,18	7,27	-	0,01	2,33	0,05	0,01	Trx.	-	Trz.	0,01	Trz.	Trz.
MCNA 15024	R1-P1	60,97	13,40	0,34	20,48	-	0,91	0,23	0,05	0,01	3,48	0,07	-	0,00	-	0,02	0,02	-	0,02
	R1-P2	61,62	6,95	0,64	21,64	-	3,18	0,06	0,03	0,00	5,77	0,05	-	0,00	-	0,02	0,01	-	0,03
MCNA 15025	R1-P1	61,16	5,47	0,21	20,77	-	4,70	-	0,04	-	7,58	0,02	-	-	-	0,04	0,02	-	-
	R2-P1	60,89	3,79	-	18,23	-	4,72	0,15	0,06	-	11,93	0,08	0,01	0,01	-	0,06	0,03	-	0,04
	R2-P2	60,55	8,04	0,18	17,12	-	2,91	0,03	0,03	-	10,93	0,04	-	-	-	0,11	0,02	-	0,05

Tabla VI. Resultados normalizados de los análisis sobre muestras con celadonita/ferroceladonita (% peso atómico).

Tabla VII

Nº de Muestra		O	Mg	Al	Si	S	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Ni	Cu	Zn	As	Rb	Sr	Y	Zr
MCNA 14982	R3-P1	66,62	-	-	33,12	-	-	-	-	0,24	-	-	-	-	0,01	0,00	-	0,01	
MCNA 14984	R1-P1	66,44	0,28	0,26	32,73	-	0,10	0,04	0,02	-	0,12	-	-	-	0,00	0,00	-	0,01	
	R1-P3	66,36	0,40	0,35	32,07	0,23	-	0,54	-	-	0,05	-	-	-	0,00	0,00	-	0,00	
	R2-P1	66,31	0,75	0,45	32,31	0,03	-	0,10	-	-	0,04	-	-	-	0,00	0,00	-	0,00	
	R3-P1	64,66	5,63	0,49	28,81	0,07	-	0,10	-	-	0,24	-	-	-	0,00	0,00	-	0,00	
MCNA 15000	R1-P2	66,60	-	0,16	33,11	-	0,02	0,01	-	Trz.	0,07	-	-	-	Trz.	Trz.	Trz.	0,01	
	R2-P1	65,44	3,41	0,25	30,69	-	0,02	0,05	-	Trz.	0,13	-	-	-	-	-	-	Trz.	

Tabla VII. Resultados normalizados de los análisis sobre muestras con ópalo (% peso atómico).

Tabla VIII

Nº de Muestra		O	Si	Ca	Fe	Sr
MCNA 14980	R1-P1	50,01	-	47,27	0,04	2,68
MCNA 14982	R4-P1	50,00	-	48,77	-	1,23
MCNA 14996	R1-P1	50,70	1,39	45,44	-	2,47

Tabla VIII. Resultados normalizados de los análisis sobre muestras con aragonito (% peso atómico).

Tabla IX

Nº de Muestra		O	Mg	Al	Si	S	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Cu	Ni	Rb	Sr
MCNA 14981	R2-P1	50,53	1,61	-	0,97	-	-	46,65	-	-	0,18	-	-	-	0,05
	R3-P1	50,09	-	-	-	-	-	48,53	-	0,98	0,35	-	-	-	0,05
MCNA 14982	R1-P1	52,66	3,36	0,54	4,54	-	0,25	37,19	-	0,16	1,27	-	-	-	0,03
	R2-P1	54,07	10,95	1,57	6,77	0,12	0,21	24,93	0,04	0,49	0,83	-	-	-	0,02
MCNA 15015	R1-P1	50,33	0,56	0,12	0,41	-	0,00	47,33	-	0,84	0,38	0,00	-	-	0,03
	R1-P2	52,59	5,03	0,26	4,22	-	0,01	35,34	-	0,75	1,73	0,03	-	-	0,04
MCNA 15021	R1-P1	50,62	1,50	0,15	0,96		Trz.	45,62		0,66	0,44	0,02			0,03
	R1-P3	51,09	2,36	0,23	1,34		Trz.	42,55		0,84	1,50	0,03			0,06

Tabla IX. Resultados normalizados de los análisis sobre muestras con calcita (% peso atómico).

AGRADECIMIENTOS

Deseamos expresar nuestro agradecimiento al profesor y naturalista cuevano Helios García por su amabilidad y dedicación en las primaveras de 2014 y 2015. De su mano recorrimos por primera vez los afloramientos de veritas, desde el centro emisor del Cabezo María, en las proximidades de Antas, hasta las coladas más orientales de Media Legua y Cañada Honda en las cercanías de Garrucha, junto al mar.

Nuestro agradecimiento también para Manolo Sanchis por su compañía en aquellas salidas y las acertadas fotografías de campo que acompañan este trabajo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ÁLVAREZ, F. (1991). Aspectos estructurales y petrológicos del vulcanismo Neógeno en la parte oriental de la Sierra Almagrera (Cordilleras Béticas Orientales). *Studia Geologica Salmanticensia*, **27**: 33-44.
- APARICIO, A. y GARCÍA, R. (2008). The role of crustal anatexis on the origin of the lamproitic rocks from the southeastern Spain: a review. *The Icfai Journal of Earth Sciences*, Vol. **2**, 1: 7-36.
- BELLIDO MULAS, F. y BRÄNDLE MATESANZ, J.L. (2006). *Asociaciones Volcánicas Ultrapotásicas (Lamproíticas) Neógenas del SE de la Península Ibérica*. Informe final para el "Proyecto Global Geosites", IGME. 482-507.
- BELLIDO MULAS, F. y BRÄNDLE MATESANZ, J.L. (2009). *Neogene Ultrapotassic Volcanism*. In: Spanish geological frameworks and geosites. An approach to Spanish geological heritage of international relevance (A. García-Cortés, Ed.), IGME, Madrid, Chapter **13**: 124-131.
- BENITO, R.; LÓPEZ-RUIZ, J.; CEBRIÁ, J.M.; HERTOGEN, J.; DOBLAS, M.; OYARZUN, R. & DEMAFFE, D. (1999). Sr and O isotope constraints on source and crustal contamination in the high-K calc-alkaline and shoshonitic neogene volcanic rocks of SE Spain. *Lithos*, **46**: 773-802.
- BORLEY, G.D. (1967). Potash rich volcanic rocks from southern Spain. *Mineral Magazine*, **36**: 364-379.
- CALDERON y ARANA, S. (1882). Estudio petrográfico sobre rocas volcánicas del Cabo de Gata e isla de Alborán. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **9**: 333-444.
- CAMBESES, A.; GARCÍA-CASCO, A. y SCARROW, J.H. (2013). Magmas mantélicos a través de un complejo anatético: evidencias texturales y composicionales de micas en lamproitas de la región neógena volcánica del sureste de España. *Geogaceta*, **54**: 55-58.
- CAMBESES, A.; MONTERO, P.; SCARROW, J.H.; MOLINA, J.F. y BEA, F. (2016). Caracterización del basamento Bético. Un estudio U-Th-Pb SHRIMP en circones de enclaves graníticos Variscos incluidos en lamproítas de la Región Volcánica Neógena del sureste de España. *Geotemas*, **16**: 27-30.
- CONTINI, S.; VENTURELLI G. & TOSCANI, L. (1993). Cr-Zr-armalcolite-bearing lamproites of Cancarix, SE Spain. *Mineral Magazine*, **57**: 203-216.
- DE LAROUZIERE, F.D.; BOLZE, J.; BORDET, P.; HERNÁNDEZ, J.; MONTENAT, C. & d'ESTEVOU, P.O. (1988). The betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during Late Miocene. *Tectonophysics*, **152**: 41-52.

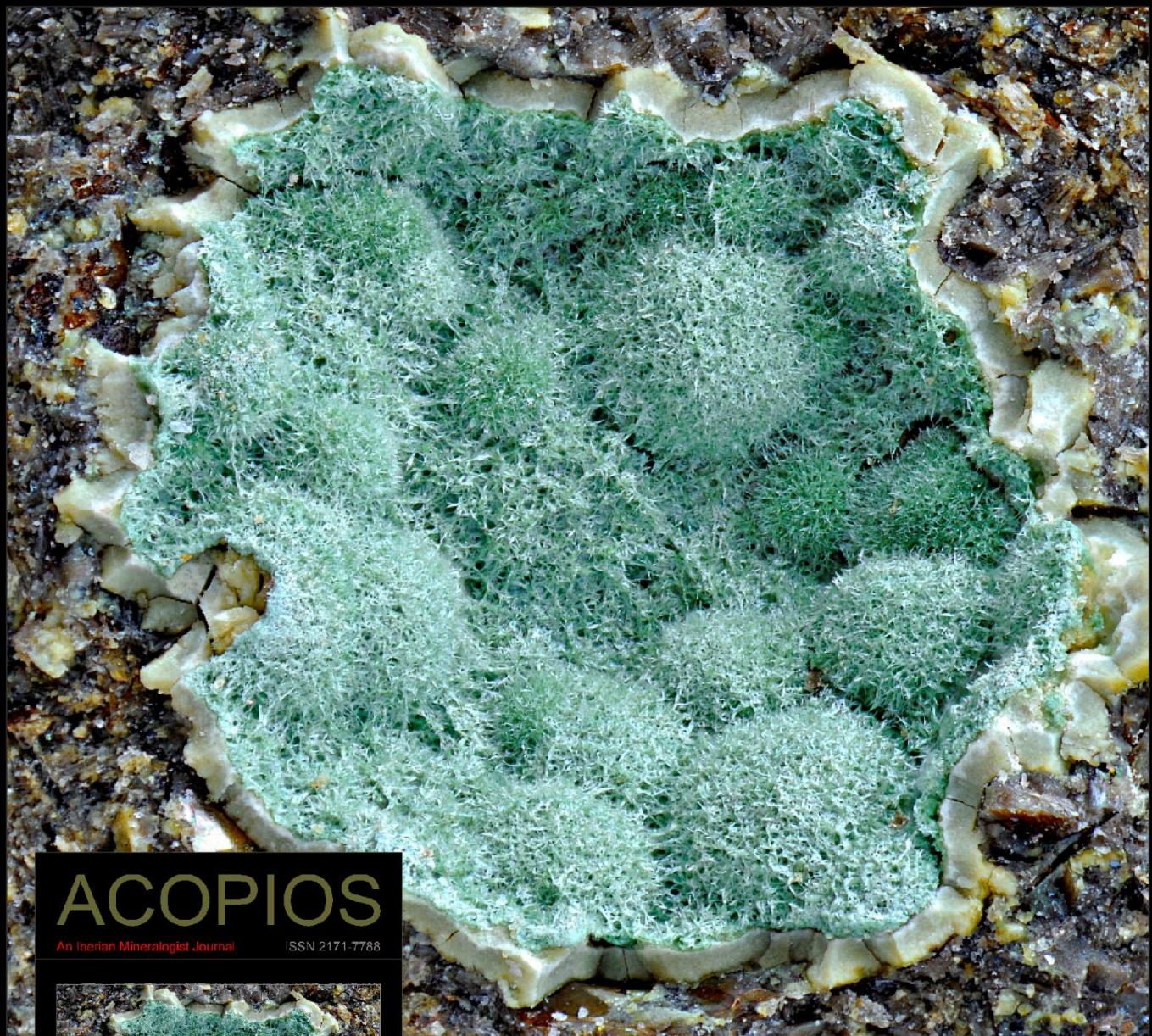
- DE YARZA, A. (1895). Roca eruptiva de Fortuna (provincia de Murcia). *Boletín de Comunicaciones del Mapa Geológico de España*, **20**: 349-353.
- DUGGEN, S.; HOERNLE, K.; KLÜGEL, A.; GELDMACHER, J.; THIRLWALL, M.; HAUFF, F.; LOWRY, D. & OATES, N. (2008). Geochemical zonation of the Miocene Alborán Basin volcanism (westernmost Mediterranean): geodynamic implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **156**: 577-593.
- DUGGEN, S.; HOERNLE, K.; VAN DEN BOGAARD, P. & GARBE-SCHÖNBERG, D. (2005). Post-collisional transition from subduction to intraplate-type magmatism in the westernmost Mediterranean: Evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere. *Journal of Petrology*, **46**: 1155-1201.
- FOLEY, S.F.; VENTURELLI, G.; GREEN, D.H. & TOSCANI, L. (1987). The ultrapotassic rocks: characteristics, classification and constraints for petrogenetic models. *Earth Science Reviews*, **24**: 81-134.
- FRITSCHLE, T.; PRELEVIC, D.; FOLEY, S.F. & JACOB, D.E. (2013). Petrological characterization of the mantle source of Mediterranean lamproites: Indications from major and trace elements of phlogopite. *Chemical Geology*, **353**: 267-279.
- FÚSTER, J.M. y DE PEDRO, F. (1953). Estudio petrológico de las rocas lamproíticas de Cabezo María (Almería). *Estudios Geológicos*, **9**: 477-508.
- FÚSTER, J.M. (1956). Las erupciones delleníticas del terciario superior de la fosa de Vera (provincia de Almería). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*. **54**: 53-88.
- FÚSTER, J.M.; GASTESI, P.; SAGREDO, J. y FERMOSO, M.I. (1967). Las rocas lamproíticas del SE de España. *Estudios Geológicos*, **23**: 35-69.
- GLOCKER, E.F. (1847). *Generum et Specierum Mineralium, Secundum Ordines Naturales Digestorum Synopsis, omnium, quotquot adhuc reperta sunt mineralium nomina complectens: Adjectis synonymis et veteribus et recentioribus ac novissimarum analysium chemicarum summis. Systematis mineralium naturalis prodromus*. pag. 193. Ed.: E. Anton, Halle an der Saale (Germany).
- HENDRICKS, S.B. & ROSS, C.S. (1941). Chemical composition and genesis of glauconite and celadonite. *American Mineralogist*, **26**: 683-708.
- HOFFMANN, C.A.S. (1788). Fortsetzung des Versuchs einer. Oryktographie von Kursachsen. *Bergmännisches Journal*, **1(2)**: 479-522.
- LI, G.; PEACOR, D.R.; COOMBS, D.S. & KAWACHI, Y. (1997). Solid solution in the celadonite family; the new minerals ferroceladonite, $K_2Fe^{2+}Fe^{3+}Si_8O_{20}(OH)_4$, and ferroaluminoceladonite, $K_2Fe^{2+}Al_2Si_8O_{20}(OH)_4$. *American Mineralogist*, **82**: 503-511. doi:10.2138/am-1997-5-609.
- LÓPEZ-RUIZ, J. (1999). El Campo Volcánico Neógeno del SE de España. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, **7(3)**: 244-253.
- LÓPEZ-RUIZ, J. y RODRÍGUEZ-BADIOLA, E. (1980). La región volcánica neógena del SE de España. *Estudios Geológicos*, **36**: 5-63.
- LÓPEZ-RUIZ, J. y WASSERMAN, M.D. (1991). Relación entre la hidratación/desvitrificación y el $\delta^{18}O$ en las rocas volcánicas neógenas del SE de España. *Estudios Geológicos*, **47**: 3-11.

- LÓPEZ-RUIZ, J., CEBRIÁ, J.M., DOBLAS, M. y BENITO, R. (2004). La región volcánica de Almería - Murcia. El vulcanismo neógeno peninsular. In: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*, SGEIGME, Madrid, 678-680.
- MARTÍN ESCORZA, C. y LÓPEZ-RUIZ, J. (1988). Un modelo geodinámico para el volcanismo Neógeno del Sureste Ibérico. *Estudios Geológicos*, **44**: 243-251.
- MITCHELL, R.H. & BERGMAN, S.C. (1991). *Petrology of lamproites*. Plenum Press, New York, 447 pp.
- NELSON, D.R.; McCULLOCH, M.T. & SUN, S. (1986). The origin of ultrapotassic rocks as inferred from Sr, Nd and Pb isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **50**: 231-245.
- NOBEL, F.A.; ANDRIESSEN, P.A.M.; HEBEDA, E.H. & PRIEM, H.N.A. (1981). Isotopic dating of the post-Alpine Neogene volcanism in the Betic Cordilleras, southern Spain. *Geologie en Mijnbouw*, **60(2)**: 209–214.
- ODIN, G.S.; DESPRAIRIES, A.; FULLAGAR, P.D.; BELLON, H.; DECARREAU, A.; FROHLICH, F. & ZELVELDER, M. (1988). Nature and geological significance of celadonite. In: Green Marine Clays, G. S. Odin, Ed., *Developments in Sedimentology*, **45**: 337-398.
- OSSAN, A. (1889). Beitrage zur kentniss der eruptivegesteine des Cabo de Gata I. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **41**: 297-311.
- OSSAN, A. (1891). Beitrage zur kentniss der eruptivegesteine des Cabo de Gata II. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **43**: 688-722.
- OSSAN, A. (1906). *Über Einige Alkaligesteine aus Spanien*. Rosenbusch Fests., Stuttgart, 263-310.
- PARGA PONDAL, I. (1935). Químismo de las manifestaciones magmáticas cenozoicas de la Península Ibérica. *Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales de Madrid; Serie Geología*, **39**: 1-174.
- PARK, J.; LIM, H.; MYEONG, B. & JANG, Y.D. (2022). Hydrothermal mineralization of celadonite: Hybridized fluid-basalt interaction in Janggi, Korea. *American Mineralogist*, **107(6)**: 1149-1163. <https://doi.org/10.2138/am-2022-8045>.
- PECERILLO, A. & MARTINOTTI, G. (2006). The western mediterranean lamproitic magmatism: Origin and geodynamic significance. *Terra Nova*, **18**: 109-117.
- PÉREZ-VALERA, L.A.; SÁNCHEZ-GÓMEZ, M.; FERNÁNDEZ-SOLER, J.M.; PÉREZ-VALERA, F. y AZOR, A. (2010). Diques de lamproítas a lo largo de la Falla de Socovos (Béticas orientales). *Geogaceta*, **48**: 151-154.
- POWELL, J.L. & BELL, K. (1970). Strontium isotopic studies of alkalic rocks localities from Australia, Spain and western United States. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **17**: 1-10.
- PRELEVIC, D. & FOLEY, S.F. (2007). Accretion of arc-oceanic lithospheric mantle in the Mediterranean: Evidence from extremely high-Mg olivines and Cr-rich spinel inclusions in lamproites. *Earth and Planetary Science Letters*, **256**: 120-185.
- ROMÉ DE L'ISLE, J.B.L. (1783). *Cristallographie, ou Description des formes propres à tous les corps du Regne Minéral, dans l'état de combinaison saline, pierreuse ou métallique, avec figures et tableaux synoptiques de tous les cristaux connus*. Tome 2, Paris. 659 pp.

- SALVIOLI-MARIANI, E. & VENTURELLI, G. (1996). Temperature of crystallization and evolution of the Jumilla and Cancarix lamproites (SE Spain) as suggested by melt and solid inclusions in minerals. *European Journal of Mineralogy*, **8**: 1027-1039.
- SÁNCHEZ-GÓMEZ, M.; PÉREZ VALERA, F.; FERNÁNDEZ SOLER, J.M. y PÉREZ VALERA, L.A. (2015). Nuevo asomo de lamproítas en el paraje de Los Bañuelos (Pérez-Socovos, Albacete) en la Provincia Volcánica del SE de España. *Sabuco, Revista de Estudios Albacetenses*, **11**: 119-130.
- TOSCANI, L.; CONTINI, S. & FERRARINI, M. (1995). Lamproitic rocks from Cabezo Negro de Zeneta: Brown mica as a record of magma mixing. *Mineralogy and Petrology*, **55**: 281-292.
- TOSCANI, L. & SALVIOLI-MARIANI, E. (2000). The lamproite of El Tale (Fortuna, southeast Spain). *Chenie der Erde-Geochemistry*, **60**: 96-110.
- VELDE, D. (1969). Les micas des lamprophires: kersantites, minettes et lamproites. *Bulletin de la Société Française de Minéralogie et de Cristallographie*, **92**: 203-223.
- VENTURELLI, G.; CAPEDRI, S.; DI BATTISTINI, G.; CRAWFORD, A.; KOGARKO, L.N. & CELESTINI, S. (1984). The ultrapotassic rocks from southeastern Spain. *Lithos*, **17**: 37-54.
- VENTURELLI, G.; SAVIOLI MARIANI, E.; FOLEY, S.F.; CAPEDRI, S. & CRAWFORD, A.J. (1988). Petrogenesis and conditions of crystallization of Spanish lamproitic rocks. *The Canadian mineralogist*, **26**: 67-79.
- VENTURELLI, G.; CAPEDRI, S.; BARBIERI, M.; TOSCANI, L.; SAVIOLI MARIANI, E. & ZERBI, M. (1991). The Jumilla lamproite revisited: A petrological study. *European Journal of Mineralogy*, **3**: 123-145.
- VENTURELLI, G.; SAVIOLI MARIANI, E.; TOSCANI, L.; BARBIERI, M. & GORGONI, G. (1993). Post-magmatic apatite+hematite+carbonate assemblage in the jumilla lamproites: A fluid inclusion and isotope study. *Lithos*, **30**: 139-150.

ACOPIOS

Revista Ibérica de Mineralogía



ACOPIOS

An Iberian Mineralist Journal

ISSN 2171-7788



Foto Portada / Foto da Capa:

Celadonita. Encuadre 4 mm

Coladas ultrapotásicas de Cañada Honda, Vera, Almería

Col. Museo de Ciencias Naturales de Álava, MCNA 15024

Fot. Enrique Ortiz de Zárate

V152024

MTI EDIT

ACOPIOS

Revista Ibérica de Mineralogía

ISSN 2171-7788



<https://mti-acopios.blogspot.com>

V152024

MTI EDIT