

Petrografía del depósito Neoproterozoico polimetálico (sulfuros y minerales de alteración) Santa
María, Área 1, Minas de Camaquã, Río Grande Del Sur, Brasil

Jeison Gabriel Barajas Morales

Trabajo de Grado Modalidad de Investigación para optar el título de Geólogo

Director

André Sampaio Mexias

Geólogo PhD en Geociencias

Codirector

Carlos Alberto Ríos Reyes

Geólogo PhD

Universidad Industrial de Santander
Facultad de Ingeniería Físicoquímicas

Escuela de Geología

Bucaramanga

2021

Dedicatoria

Principalmente a Dios y todo su equipo que me brindan la sabiduría e iluminan todos los caminos para alcanzar mis ideales.

A mi madre y mi padre, por su infinito amor, apoyo, consejos, respaldo y sacrificio que me hacen ser quien soy y me han permitido ir construyendo sólidamente mi proyecto de vida.

A mis hermanas, sobrinos y sobrinas, personas muy importantes en mi vida para las que quiero servir como inspiración y respaldo en lo que se propongan.

A mis amigos quienes han sido como hermanos y me han acompañado buena parte de mi vida. Y a todas esas bonitas personas que me deja mi paso por la universidad.

En memoria de todos los profesores dieron su vida al servicio de la geología.

Agradecimientos

Este trabajo no habría sido posible sin el programa de movilidad académica entre la Universidad Industrial de Santander y la Universidad Federal de Rio Grande del Sur, Brasil; instituciones que además proporcionaron los medios para el desarrollo de esta investigación. Y a la compañía Nexa Resources por suministrar las muestras analizadas.

Especial reconocimiento merece el profesor y amigo André Sampaio Mexias, por compartirme su experiencia y conocimiento, además de brindarme la confianza y el apoyo durante todo este proceso. De igual manera, para el profesor Carlos Alberto Ríos Reyes por su respaldo durante toda la carrera.

A todas las personas que me acogieron, brindaron su amistad y apoyo en la UFRGS, a Ismael Longo por su incansable actitud de servicio, a Jaime Suarez-Ibarra, Tiago M. Freire, Luís Carvalho da Silva y todo el personal del laboratorio de difracción de rayos x.

Finalmente, pero no menos importante, a Dios y mi familia por brindarme apoyo incondicional desde 1995.

A todos los mencionados mis más sinceros agradecimientos.

Tabla de Contenido

	Pág.
Introducción.....	13
1. Objetivos	15
1.1 Objetivo General	15
1.2 Objetivos Específicos	15
2. Justificación.....	15
3. Aspectos generales	16
3.1 Localización	16
3.2 Antecedentes mineros en el área de estudio.....	18
3.3 Geología económica: Producción y aplicaciones de Zn, Pb	19
3.3.1 Zinc (Zn)	19
3.3.2 Plomo (Pb)	21
4. Marco teórico	23
4.1 Sistema hidrotermal	23
4.2 Alteración hidrotermal	24
4.2.1 Alteración Propilítica.....	24
4.2.2 Alteración Fílica (Sericítica).....	25
4.2.3 Alteración Argílica	25
4.3 Depósitos epitermales	27

4.3.1	Epitermal de Baja Sulfuración	29
4.3.2	Epitermal de Intermedia Sulfuración (IS).....	29
4.3.3	Epitermal de Alta Sulfuración.....	29
5.	Marco geológico.....	30
5.1	Geología Regional	30
5.1.1	Escudo Sur Rio Grandense.....	30
5.1.2	Cuenca de Camaquã	33
5.2	Geología del área de estudio	36
5.2.1	Grupo Santa Bárbara.....	37
5.2.2	Estratigrafía.....	38
6.	Depósito santa maría.....	41
7.	Metodología	44
7.1	Muestreo.....	44
7.2	Trabajo de laboratorio y técnicas petrográficas	45
7.2.1	Microscopia Óptica.....	45
7.2.2	Difracción de Rayos X.....	46
7.2.3	Microscopia Electrónica de Barrido (MEB)	48
8.	Resultados	49
8.1	Características petrográficas y mineralógicas	49
8.1.1	Aspectos macroscópicos	49

8.1.2	Petrografía microscópica.....	53
8.1.3	Difracción de Rayos X.....	61
8.1.4	Microscopia electrónica de Barrido (MEB).....	66
9.	Discusiones	72
10.	Conclusiones	75
	Referencias	78
	Apéndices	88

Lista de Tablas

	Pág.
<i>Tabla 1. Tipos de depósitos epitermales.....</i>	28
<i>Tabla 2. Muestras seleccionadas para el estudio.....</i>	44
<i>Tabla 3. Asociaciones minerales y sus relaciones temporales según la fase</i>	58
<i>Tabla 4. Valores de distancia interplanar para cada muestra analizada a partir de DRX</i>	62

Lista de Figuras

	Pág.
<i>Figura 1. Mapa de localización geográfica del Deposito Santa María, con las áreas mineralizadas 1,2 y 3.</i>	17
<i>Figura 2. Producción minera de Zinc en Brasil entre el 2004 y 2011. (Toneladas/año).....</i>	20
<i>Figura 3. Evolución del precio del Zinc entre 2010 y 2020</i>	21
<i>Figura 4. Producción minera de Plomo en Brasil entre 1990-2012. (Toneladas/año)</i>	22
<i>Figura 5. Evolución del precio del Plomo entre 2010 y 2020.....</i>	23
<i>Figura 6. Diagrama de clasificación de alteraciones hidrotermales</i>	26
<i>Figura 7. Mapa geotectónico del Escudo Sur Riograndense.</i>	33
<i>Figura 8. Mapa geológico de la Cuenca de Camaquã.....</i>	36
<i>Figura 9. Mapa geológico del Grupo Santa Bárbara en las minas de Camaquã</i>	38
<i>Figura 10. Columna estratigráfica del Grupo Santa Bárbara</i>	39
<i>Figura 11. Corte representativo de los depósitos pertenecientes a las Minas de Camaquã.....</i>	42
<i>Figura 12. Muestra de mano 0186-119,43</i>	50
<i>Figura 13. Muestra de mano 0186-177,60</i>	51
<i>Figura 14. Muestra de mano 0186-271,05</i>	52
<i>Figura 15. Muestra de mano 0186-271,90</i>	52
<i>Figura 16. Muestra de mano 0186-274,31</i>	53
<i>Figura 17. Microfotografías de esfalerita</i>	55
<i>Figura 18. Microfotografía evidenciando principalmente los rasgos de la Galena.....</i>	57
<i>Figura 19. Microfotografía evidenciando la venulación incipiente</i>	59

<i>Figura 20. Microfotografía de la relación espacial entre los minerales de mena y de alteración</i>	60
<i>Figura 21. Difractogramas de rayos x para cada una de las muestras analizadas al natural</i>	63
<i>Figura 22. Difractogramas de rayos x para cada una de las muestras glicoladas</i>	64
<i>Figura 23. Difractogramas de rayos x para cada una de las muestras calcinadas</i>	65
<i>Figura 24. Imágenes de Electrones Secundarios, destacando los politipos de Illita.....</i>	67
<i>Figura 25. Imagen de electrones secundarios para cuarzo, galena e illita</i>	68
<i>Figura 26. Imagen de Electrones Secundarios: Relación espacial entre galena, esfalerita, illita y carbonatos</i>	70
<i>Figura 27. Imagen de electrones secundarios: galena, esfalerita, pirita, carbonatos</i>	71

Lista de Apéndices

<i>Apéndice A. Muestras de mano</i>	88
<i>Apéndice B. Petrografía óptica</i>	92
<i>Apéndice C. Difracción de Rayos X (DRX): Arcillas Orientadas</i>	107
<i>Apéndice D. Difracción de Rayos X (DRX): Análisis de Roca Total</i>	110
<i>Apéndice E. Microscopia Electrónica de Barrido (MEB)</i>	113

Resumen

Título: Petrografía del depósito Neoproterozoico polimetálico (sulfuros y minerales de alteración)

Santa María, Área 1, Minas de Camaquã, Río Grande Del Sur, Brasil. *

Autor: Jeison Gabriel Barajas Morales**

Palabras clave: Grupo Santa Bárbara; Deposito Epitermal; sulfuros; Argilominerales.

Descripción:

El depósito Santa María, ubicado en el distrito minas de Camaquã en el sector centro-sur del estado Rio Grande del Sur, alberga una mineralización económica formada al interior de una secuencia siliciclástica Neoproterozoica del grupo Santa Bárbara. Desde su descubrimiento se han desarrollado numerosos estudios acerca de los procesos que dieron como resultado la formación de las minas, sin embargo, no se ha logrado llegar a un consenso; es por esto, que el presente trabajo contribuye al conocimiento de la génesis de la mineralización, analizando las relaciones mineralógicas de los sulfuros y minerales de alteración a través de técnicas de caracterización petrográfica como, microscopía óptica, difracción de rayos x y microscopía electrónica de barrido (MEB-SEI) de las muestras de sondaje del Área 1, suministradas por la compañía Nexa Resources. A partir de ello, se identificó una mineralización económica de esfalerita+galena±pirita, dada en cuatro fases, que indican múltiples pulsos hidrotermales y condiciones geoquímicas variables. Se definieron dos tipos de esfalerita con distintas propiedades ópticas, como consecuencia de un aporte de hierro y cobre movilizado en las venas de carbonatos. Así mismo, se identifica que el depósito cuenta con illita pura como principal mineral de alteración, formada bajo condiciones de pH neutro a alcalino. Esta illita se presenta en dos especies morfológicamente diferentes, una cristalizada a temperaturas entre 200 y 250°C con aspecto hexagonal, denominada Platy o politipo 2M1 y otra, propia de temperaturas entre 160 y 200°C de aspecto capilar llamada Hairy o politipo 1M; esta última marca la fase final del hidrotermalismo. Se estableció que las muestras analizadas se dieron dentro de un sistema hidrotermal de alteración argílica intermedia, definida por la asociación illita+cuarzo+carbonatos. Con base en lo anterior, se concluye que las muestras analizadas se formaron dentro de un sistema epitermal de intermedia sulfuración de tipo extensional.

*Trabajo de Grado

** Facultad de Ingenierías Físicoquímicas. Escuela de Geología. Director: Dr. André Sampaio Mexias. Codirector: Dr. Carlos Alberto Ríos Reyes

Abstract

Title: Petrography of the polymetallic Neoproterozoic deposit (sulphides and alteration minerals)

Santa María, Area 1, Minas de Camaquã, Rio Grande Del Sur, Brazil

Author: Jeison Gabriel Barajas Morales

Key words: Santa Barbara Group; Epithermal deposit; sulphides; Argilominerals.

Description:

The Santa Maria deposit, located in the Camaquã mining district in the south-central sector of Rio Grande do Sul state, hosts an economic mineralization formed within a Neoproterozoic siliciclastic sequence of the Santa Barbara group. Since its discovery, numerous studies have been developed about the processes that resulted in the formation of the mines, however, it has not been possible to reach a consensus; for that reason, this research contributes to the knowledge of the genesis of the mineralization, analyzing the mineralogical relationships of sulfides and alteration minerals through petrographic characterization techniques such as optical microscopy, x-ray diffraction and scanning electron microscopy (SEM-SEI) of drill samples from Area 1, provided by the company Nexa Resources. On that basis, an economic sphalerite+galena±pyrite mineralization was identified, given in four stages, under multiple hydrothermal pulses and variable geochemical conditions. Two types of sphalerite were defined with different optical, as a consequence of a contribution of iron and copper mobilized in the carbonate veins. Likewise, it was identified that the deposit has pure illite as the main alteration mineral, formed under neutral to alkaline pH conditions. This illite is presented in two morphologically different species, one crystallized at temperatures between 200 and 250°C with hexagonal aspect, called Platy or 2M1 polytype and the other, typical of temperatures between 160 and 200°C with capillary aspect called Hairy or 1M polytype; this last one marks the final phase of hydrothermalism. It was established that the samples analyzed were within a hydrothermal system of intermediate argillic alteration, defined by the association illite+quartz+carbonates. Based on the foregoing, it is concluded that the analyzed samples were formed within an extensional-type intermediate sulfidation epithermal system.

*Bachelor thesis

** Faculty of Physico-Chemical Engineering, School of Geology Director: Dr. André Sampaio Mexias. Codirector: Dr. Carlos Alberto Ríos Reyes

Introducción

Los metales base, incluyendo el plomo y zinc, son ampliamente utilizados en la industria, por ende, desempeñan un papel importante en la economía del mundo. Dicho esto en cifras, solamente en Estados Unidos para el año 2019 la producción de metales base se estimó en un valor cercano a 86,3 billones de dólares (U.S. Geological Survey, 2020a). En ese sentido, países productores en vía de desarrollo como Perú, Chile y Brasil, potencian su economía mediante la explotación y aprovechamiento de estos recursos.

En Brasil, ubicada en la región centro-sur del estado Rio Grande del Sur, se encuentra el distrito Minas de Camaquã que durante el siglo pasado se destacó por ser una de las mayores productoras de cobre en este país. Dentro de esta zona se encuentra el Depósito Santa María, descubierto alrededor de 1970 por investigadores de la Compañía Brasileira de Cobre; allí se hospedan mineralizaciones de Plomo y Zinc con reservas estimadas en 26,04 millones de toneladas con Cobre-Plata como subproductos (Carvalho, 2016).

Las mineralizaciones se localizan en rocas siliciclásticas del Grupo Santa Bárbara, de la subcuenca de Camaquã Central, (Fambrini et al., 2007). La génesis de los minerales ha sido un tema controversial, pasando por propuestas relacionadas a un origen magmático hidrotermal (i.e., Leinz y Almeida, 1941; Remus et al., 2000; Laux et al., 2005); y procesos sedimentarios clásticos-diagenéticos (i.e., Ribeiro et al. 1980; Badi, 1983; Badi y Gonzales, 1988; Teixeira y Gonzalez, 1988; Veigel y Dardene, 1990; Ribeiro, 1991; García, 1997 apud Remus et al., 2000). Por otra parte, estudios recientes de química mineral, sugieren un depósito de tipo epitermal de intermedia sulfuración, (Souza, 2020).

El depósito Santa María, según Carvalho (2016) está conformado por tres áreas mineralizadas principales, Área 1, Área 2 y Área 3, dispuestas en dirección NE-SW. La zonación de alteración illítica y clorítica controla principalmente la mena, presentando calcopirita, bornita y en menor proporción galena en la zona clorítica, ubicándose en la base del depósito; mientras que la esfalerita y galena se encuentran en la zona illitizada, más hacia el tope de este.

Como se evidencia, desde su descubrimiento se han venido desarrollando un gran número de estudios que amplían y perfeccionan el conocimiento acerca de los procesos que dieron como resultado la formación de las minas de Camaquã, sin embargo, hoy en día no se ha logrado llegar a un consenso respecto a su génesis. Como consecuencia de lo anterior no ha sido posible unificar los métodos y objetivos exploratorios o de investigación.

En este estudio se realiza un análisis de 5 muestras proporcionadas por la Nexa Resources, mediante la implementación de técnicas petrográficas y analíticas con el fin de identificar las características del depósito polimetálico, las asociaciones minerales y el tipo de alteración a partir de los datos texturales, composicionales y mineralógicos, para de este modo contribuir con información útil en la formulación de un modelo metalogénico.

1. Objetivos

1.1 Objetivo General

Analizar las relaciones mineralógicas de los sulfuros y minerales de alteración, a través de una caracterización petrográfica de las muestras de sondaje suministradas por la compañía Nexa Resources, correspondientes al depósito Neoproterozoico polimetálico Santa María, minas de Camaquã, Rio Grande del Sur, Brasil.

1.2 Objetivos Específicos

Identificar las asociaciones polimetálicas por microscopia de luz transmitida - reflejada y establecer relaciones temporales de los minerales.

Caracterizar la alteración hidrotermal presentes en las muestras mediante el estudio de argilominerales, para determinar la influencia y los cambios producidos por la circulación de fluidos.

Determinar la relación entre la mineralización, la mineralogía primaria y de alteración mediante el uso de la microscopia electrónica de barrido y rayos-x.

2. Justificación

Las técnicas petrográficas son ampliamente utilizadas para caracterizar una roca en base a su textura, estructura y mineralogía, ya que cuentan con el atributo de aportar gran cantidad de información de forma rápida y económica (Pérez-Monserrat, 2012). Adicionalmente, al combinarse estos estudios con información geoquímica es posible obtener una caracterización completa de los minerales, interacción fluido-roca, procesos y ambiente de formación. En ese sentido, este trabajo presenta una contribución al conocimiento del Depósito Santa María de las

Minas de Camaquã, que beneficia la comunidad científica y las entidades interesadas en aprovechar este recurso.

3. Aspectos generales

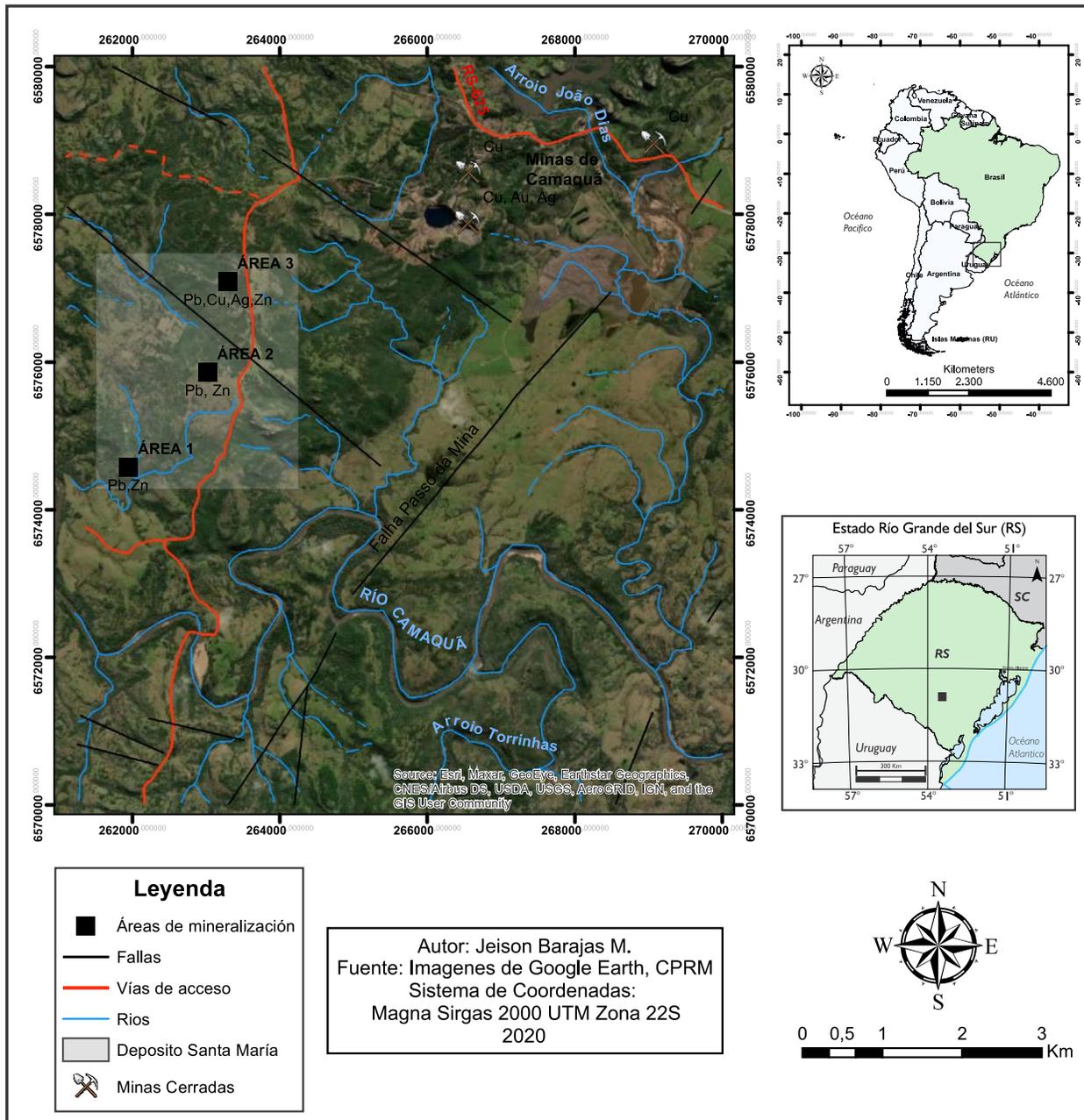
3.1 Localización

El área de estudio se encuentra en la porción centro-sur del estado Rio Grande del Sur, Brasil; específicamente al interior del municipio de Caçapava del Sur. Delimitado por las coordenadas X: 261.942m, Y: 6'574.581,4m (Área 1) hasta X: 263.291m, Y: 6'577.093,5m (Área3), (Figura 1; comprende una extensión aproximada de 9km² de la carta topográfica SH.22-Y-A-V-3 MI-2996/3. Las mineralizaciones se ubican dentro de las areniscas y conglomerados del Grupo Santa Barbara (Fambrini, 2006), perteneciente a la cuenca de Camaquã del escudo Sur-Riograndense (Paim et al., 2014).

Para llegar allí desde Porto Alegre, se avanza 220km en dirección Oeste por la ruta BR-290 hasta encontrar la BR-153, después de 53km en dirección Sur se toma la ruta ERS-625, en dirección Oeste se recorren 26km hasta la vía Passo do Caçõ por la que se avanza 3km; finalmente se llega al distrito Minas de Camaquã con una distancia recorrida de 302km, (Carvalho, 2016).

Figura 1

Mapa de localización geográfica del Deposito Santa María, con las áreas mineralizadas 1,2 y 3.



Nota: Adaptado del mapa geológico de Caçapava del Sur, CPRM.

3.2 Antecedentes mineros en el área de estudio

El descubrimiento e historia exploratoria del distrito minas de Camaquã se reconstruye a partir de los trabajos realizados por Teixeira et al. (1978, 1988) y Harres (2000) apud (PAIM, 2002). Se inicia en 1865 cuando mineros ingleses que explotaban oro en Lavras do Sul encuentran una mena de Cobre localizada al Este del cerro João Días. A partir de este descubrimiento se llevan a cabo las primeras labores extractivas por la compañía Rio Grande Gold Mining Limited, durante los años 1870 a 1887.

En 1888, en lo que hoy se conoce como Mina San Luis, se llevó a cabo una segunda fase extractiva en un filón de calcopirita y pirita, con un tenor promedio de 15-20% de Cu. Para el año 1899, se clausuran las actividades mineras debido a una baja en la rentabilidad de este mineral. La misma situación sufrió la compañía belga “Societé Anonime des Mines de Cuivre de Camaquan” durante el periodo de 1901 a 1908. Durante estos años se abre una nueva galería al Este del cerro João Días, alcanzando una profundidad de 100m desde la cota más alta; allí se extraía material que pasaba por una planta de concentración que permitía recuperar mineral mena con un 30% de Cu.

En 1944, la Compañía Brasileira de Cobre (CBC) retoma actividades exploratorias y de beneficiamiento minero, no obstante, logra un posicionamiento a partir de 1954 con la explotación de dos minas subterráneas, San Luis y Uruguay. Dos años después, con la ampliación de la capacidad de procesamiento se alcanza una producción de 800ton/día, mejorando hasta 1971 con 1500ton/día de mineral mena. En 1975, debido a condiciones mineras deficientes y desactivación de los procesos metalúrgicos utilizados se suspende la explotación de Cobre.

En 1981, con la implementación de técnicas extractivas mecanizadas y una nueva unidad de concentración, se retoma la explotación en las minas subterráneas y a cielo abierto, alcanzando una producción de hasta 5500ton/día de mineral mena. En 1989, el tenor de cobre promedio se

ubicó por debajo de las proyecciones, sin embargo, las actividades mineras no cesaron hasta 1996 cuando se alcanza el agotamiento total de las reservas conocidas económicamente viables.

El depósito polimetálico Santa María, fue localizado en 1978, desde entonces se han desarrollado diversos estudios que comprueban la presencia principalmente de Plomo y Zinc, con Cobre y Plata en menores cantidades sin embargo nunca ha sido minado (Remus et al., 2000). Actualmente hace parte del proyecto Caçapava do Sul de la compañía Nexa Resources, el cual está a la espera del licenciamiento ambiental.

3.3 Geología económica: Producción y aplicaciones de Zn, Pb

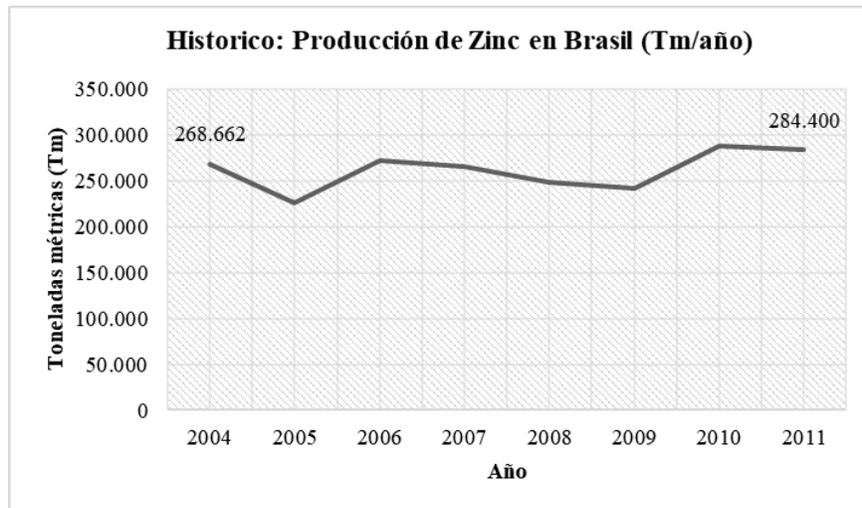
3.3.1 Zinc (Zn)

Para el año 2019, según US Geological Survey USGS (2020), los recursos de Zinc identificados en el mundo se calculan en aproximadamente 1,9 mil millones de toneladas. La producción minera global de Zinc se estimó en 13Mt, un 4% mayor con relación al 2018, siendo los principales productores China con 4,3 Mt, seguido por Perú con 1,4 Mt y Australia con 1,3 Mt. Las mayores reservas se encuentran en Australia con 68 Mt, China 44Mt y Rusia-México 22Mt. Actualmente, el consumo de este metal se estima en 13,67Mt, lo que representa un déficit en la producción y consecuentemente en el suministro de este mineral para la industria.

Las reservas de Zn-Pb en Brasil, según Misi (2016), se estiman en 198,1Mt, de las cuales 33,4Mt, 4,6%Zn, se encuentran en el estado de Rio Grande del Sur. Desde 2004 a 2011 la producción de Zn en este país osciló entre 226.508 y 284.400 toneladas, (Instituto Brasileiro de Mineração, – IBRAM, 2012), (Figura 2).

Figura 2

Producción minera de Zinc en Brasil entre el 2004 y 2011. (Toneladas/año)



Nota: Gráfico obtenido a partir de los datos publicados por Instituto Brasileiro de Mineração, – IBRAM (2012)

El precio de Zinc en el 2020 se cotizó entre 2,7748 y 3,0290 USD/lb, con tendencia a aumentar desde marzo del mismo año (The London Metal Exchange, 2020). (Figura 3).

El zinc según US Geological Survey USGS (2020), es el cuarto metal en la producción mundial, siendo superado por el hierro, el aluminio y el cobre. Sus usos van desde productos metálicos hasta caucho y medicamentos. Tres cuartas partes del zinc usado se consume como metal, principalmente como metal galvanizado, es decir, revestimiento para proteger el hierro y el acero de la corrosión; en aleaciones para la fabricación de bronce y latón e incluso como zinc laminado. La cuarta parte restante se emplea en las industrias químicas, del caucho, pinturas y agrícola.

Figura 3

Evolución del precio del Zinc entre 2010 y 2020



Nota: Variación global del precio del Zinc (USD/tonelada) durante los últimos 10 años. Gráfica construida a partir de los datos suministrados por investing.com (2020)

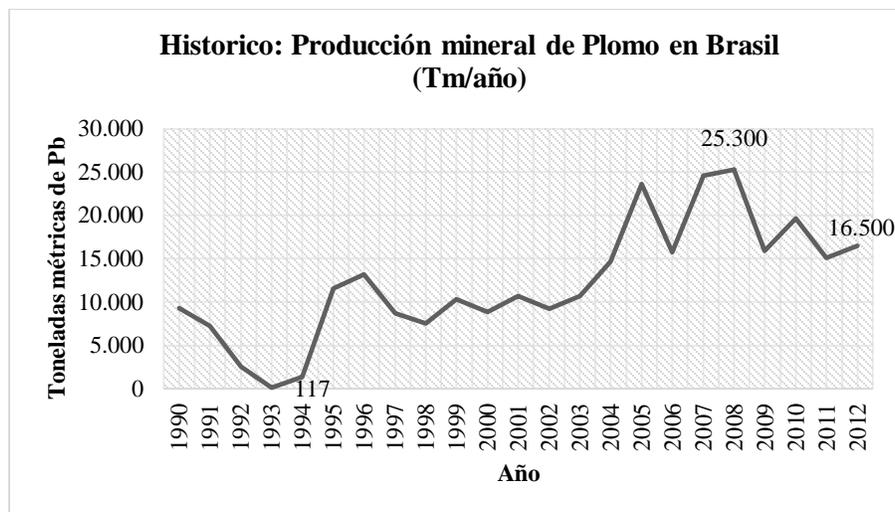
3.3.2 Plomo (Pb)

A nivel global, según US Geological Survey, USGS (2020), los recursos de plomo identificados se estiman en 2 mil millones de toneladas, una cifra significativa debido al descubrimiento reciente de importantes depósitos de plomo en los que se encuentra asociado a otros minerales (Zn, Ag o Cu). En el año 2019, el mayor productor de este metal fue China 2,1Mt, seguido por Australia 430 mil toneladas y Perú con 290mil toneladas. A esta escala, las reservas más grandes están ubicadas en Australia 36 Mt, China 18Mt y Rusia con 6,4 Mt. Según *el Grupo de Estudio Internacional de Plomo y Zinc apud USGS (2020)*, la producción de Plomo en los últimos años ha venido decreciendo a tal punto que en el 2019 el déficit en el suministro de este metal fue de 50 mil toneladas, a pesar de que el consumo de igual forma se redujo a causa de la disminución en la fabricación de automóviles y el mayor uso de baterías de iones de Litio.

En la (Figura 4) se evidencia en crecimiento en la producción de Plomo en Brasil desde la segunda mitad de los 90, llegando a una máxima producción en el 2008 de 25.300t/año.

Figura 4

Producción minera de Plomo en Brasil entre 1990-2012. (Toneladas/año)



Nota: Gráfico construido a partir de los datos publicados en Lead: World Mine Production Of Lead In Concentrate, By Country. (U.S. Geological Survey, 2020b).

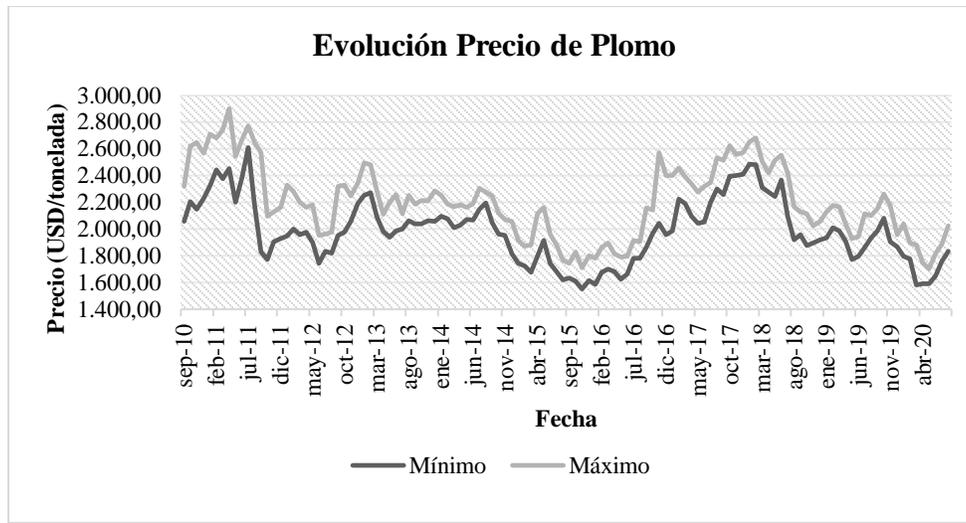
El precio del Plomo osciló en el 2020 entre 1.836,00 y 2.025,25 USD/tonelada. Presenta tendencia al alza de su última gran caída en marzo del mismo año, cuando se alcanzó una valorización de 1.580,75 USD/tonelada (The London Metal Exchange, 2020). (Figura 5).

Según US Geological Survey USGS (2020), el plomo ha sido un metal con diferentes aplicaciones al menos durante 5.000 años. Actualmente, su mayor uso está en la fabricación de baterías de tipo SLI o No-SLI, incluyendo esta última fuentes de energía motrices para carretillas elevadoras industriales, equipos terrestres de aeropuertos, equipos de minería y una variedad de vehículos utilitarios fuera de carretera, así como fuentes de energía estacionarias en sistemas de energía eléctrica ininterrumpida para hospitales, redes informáticas y de telecomunicaciones, y

equipos de nivelación de carga para empresas de servicios eléctricos. Otros empleos importantes incluyen fabricación de municiones, metales de fundición y láminas de plomo.

Figura 5

Evolución del precio del Plomo entre 2010 y 2020



Nota: Variación global del precio de Plomo (USD/tonelada) durante los últimos 10 años. Gráfica construida a partir de los datos suministrados por investing.com (2020)

4. Marco teórico

4.1 Sistema hidrotermal

Un sistema hidrotermal según Pirajno (2008), se entiende como la distribución y circulación de fluidos calientes, de forma lateral y vertical a diversas temperaturas y presiones bajo la superficie de la tierra. Una descripción más completa de este debe tener en cuenta el entorno geológico dentro del cual se genera y se mantiene la circulación de fluidos que podrían resultar en la formación de una concentración anómala de minerales metálicos. Uno de los componentes fundamentales de un sistema hidrotermal es la fuente

de calor, encargada de aportar la energía necesaria, junto con una fase fluida que incluye soluciones derivadas de fluidos magmático, fluidos metamórficos, meteóricos y agua de mar.

4.2 Alteración hidrotermal

Cambios mineralógicos, químicos y de textura, resultado de la interacción de fluidos acuosos calientes con las rocas por las que circulan, bajo condiciones fisicoquímicas cambiantes, es lo que se denomina alteración hidrotermal (Pirajno 2008). Según este mismo autor, bajo condiciones de menor temperatura y presión, las fases gaseosa y acuosa constituyen el principal agente que actúa sobre las rocas encajante, produciendo así cambios como consecuencia del desequilibrio en gran parte debido a H^+ y OH^- y otros constituyentes volátiles como el B, CO_2 y F. En síntesis, fluidos hidrotermales interactúan con las rocas afectando químicamente los componentes de esta, a partir de este proceso se busca un reequilibrio que da como resultado la formación de nuevos conjuntos minerales. Por lo tanto, también es probable que los propios fluidos cambien su composición como resultado de su interacción con las rocas circundantes. Factores que controlan los procesos de alteración son la naturaleza de las rocas de la pared; composición de los fluidos; concentración, actividad y potencial químico de los componentes del fluido, como H^+ , CO_2 , O_2 , K^+ , H_2S y SO_2 .

Las alteraciones hidrotermales se pueden clasificar de grosso modo según la asociación mineral y los cambios químicos. Las más importantes de ellas, en orden decreciente de presión y temperatura son: Propilítica, fílica/sericítica y argílica, Pirajno (2008).

4.2.1 Alteración Propilítica

Este tipo de alteración se presenta en temperaturas de hasta 350°C con tendencia a ser isoquímica y formarse en respuesta al metasomatismo H^+ . Caracteriza los márgenes de los depósitos de pórfido de Cu, así como los minerales epitermales de metales preciosos Robb (2005). Se define por la presencia de minerales como epidota, clorita, carbonatos, albita, feldespato potásico y pirita. Algunos casos se pueden dar óxidos de hierro montmorillonita y zeolitas, (Pirajno 2008).

4.2.2 Alteración Fílica (Sericítica)

Según Pirajno (2008), este tipo de alteración es muy común en diversos tipos de depósitos epitermales de mena, donde por procesos de hidrolisis los feldespatos se alteran para formar sericita. Se caracteriza por la asociación cuarzo+sericita+pirita.

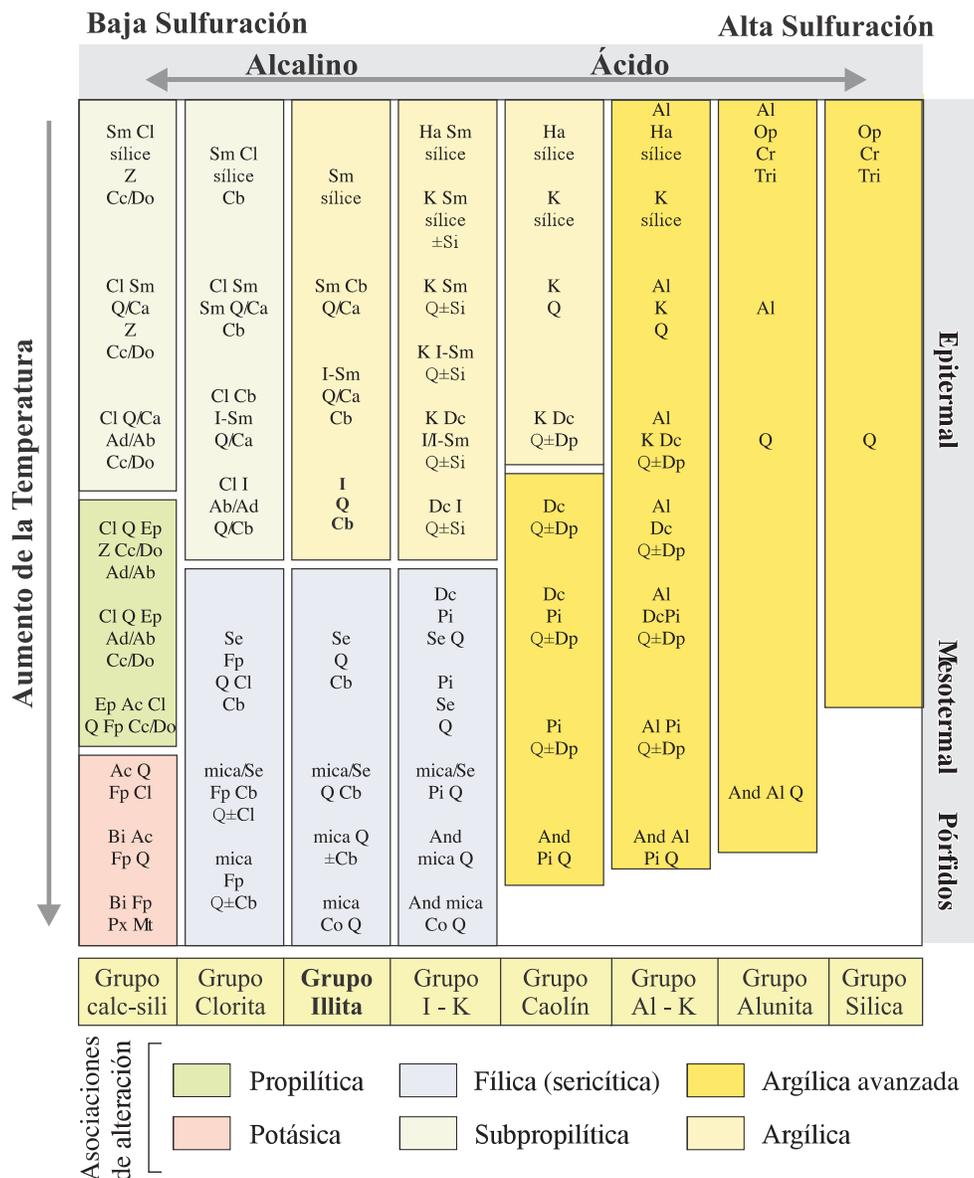
4.2.3 Alteración Argílica

Esta alteración se caracteriza por la formación de minerales arcillosos debido al intenso metasomatismo de H^+ . Se clasifica en dos tipos según la intensidad de transformación de los minerales (Robb, 2005). La alteración argílica intermedia se forma por debajo de los 250°C, definida por la presencia de montmorillonita, illita, clorita, caolinita, dickita, halloysita y sericita en menor proporción. Por otra parte, según Pirajno (2008), la alteración argílica avanzada indica un ataque ácido intenso con una lixiviación de cationes alcalinos causando la destrucción completa de los feldespatos y fases de silicatos máficos. Se reconoce por la formación de dickita, caolinita, pirofilita, barita, alunita y diáspora.

Corbett y Leach (1998) proponen un diagrama de clasificación del tipo de alteración hidrotermal con las asociaciones minerales características, ordenado en función de la temperatura y el pH. (Figura 6).

Figura 6

Diagrama de clasificación de alteraciones hidrotermales



Nota. Diagrama de clasificación de alteraciones hidrotermales asociadas a la formación de depósitos minerales epitermales según la composición mineralógica, pH y temperatura. Tomado modificado de Corbett y Leach, 1998 *apud* Camprubí y Albinson (2006). Abreviaciones: Ab: albita, Ac: actinolita, Ad: adularia, Al: alunita, And: andalucita, Bi: biotita, Ca: calcedonia, Cb: carbonatos (de Ca, Mg, Mn y/o Fe), Cc: calcita, Cl: clorita, Co = corindón, Cr = cristobalita, Dc = dickita, Di = diápora, Do = dolomita, Ep = epidota, Fp = feldespatos potásicos, Ha = halloysita, I = illita o illita-esmectita, K = caolinita, Mt = magnetita, Op = ópalo o sílice opalina, Pi = pirofilita, Px = clinopiroxenos, Q = cuarzo, Se = sericita, Si = siderita, Sm = esmectita o esmectita-illita, Tri = tridimita, Z = zeolitas (de menor a mayor temperatura: natrolita, chabazita, mordenita, heulandita; laumontita; wairakita)

4.3 Depósitos epitermales

Los depósitos epitermales como su nombre lo indica se encuentran a poca profundidad respecto a la superficie terrestre, actualmente un consenso indica que estos son formados a una profundidad menor a 1500 metros y temperaturas entre 150 y 300°C. (Sillitoe y Hedenquist, 2005). En este tipo de depósitos, la mineralización ocurre cuando los fluidos concentrados ascendentes cambian bruscamente de composición dentro de varios cientos de metros de la superficie. Este proceso favorece la precipitación de metales bisulfuros complejos como el oro (Wang et al., 2019).

Una sistema de clasificación reciente define tres tipos de depósitos epitermales conforme el estado de sulfuración de los principales minerales de sulfuro, comúnmente esfalerita, (Einaudi et al., 2003), adicional de un conjunto de características que son típicas pero no necesariamente una ley. (Tabla 1).

Tabla 1

Tipos de depósitos epitermales

	Baja sulfuración (BS)		Sulfuración Intermedia (SI)	Alta sulfuración (AS)	
	<i>Magma subalcalino</i>	<i>Magma alcalino</i>		<i>Magma oxidado</i>	<i>Magma reducido</i>
<i>Ejemplo tipo</i>	Midas (Nev., EUA)	Emperor (Fiji)	Rico en Au: Baguio (Filipinas) Rico en Ag: Fresnillo (Zac., México)	Diseminado: Yanacocha (Perú) Veta: El Indio (Chile)	Potosí (Bolivia)
<i>Rocas Volcánicas relacionadas</i>	Basalto a riolita	Basalto alcalino a traquita	Andesita a riolacita, localmente riolita	Andesita a riolacita	Riolacita
<i>Minerales clave de alteración proximal</i>	Illita/smectita-adularia	Roscoelita-illita-adularia	Sericita, adularia poco común	Cuarzo-alunita/ APS, cuarzo-pirofilita/ dickita en profundidad	Cuarzo-alunita/ APS, cuarzo-dickita en profundidad
<i>Ganga de sílice</i>	Cuarzo y calcedonia crustiforme y colofome rellenando vetas; reemplazamiento de carbonatos	Cuarzo y calcedonia crustiforme y colofome rellenando vetas; cuarzo escaso en fases iniciales	Cuarzo crustiforme rellenando vetas y en peine	Silificación masiva de grano fino y cuarzo residual oqueroso (<i>vuggy</i>)	
<i>Ganga de carbonatos</i>	Presente, pero típicamente tardía y escasa	Abundante, pero no de Mn	Común, típicamente incluyendo variedades de Mn	Ausente	
<i>Otros minerales de ganga</i>	Barita poco común, fluorita localmente	Barita, celestina y/o fluorita común localmente	Barita y silicatos de Mn presentes localmente	Barita común, típicamente tardía	
<i>Abundancia de sulfuros</i>	Típicamente <1 a 2 % vol. (hasta 20 % vol. encajado en basaltos)	2 a 10 % vol.	5 a >20 % vol.	10 a 90 % vol.	
<i>Especies de sulfuros clave</i>	Escasa a muy escasa arsenopirita ± pirrotita; escasas esfalerita, galena, tetraedrita-tennantita, calcopirita		Esfalerita, galena, tetraedrita-tennantita, calcopirita	Enargita, luzonita, famatinita, covellita	Acantita, estibina
<i>Metales principales</i>	Au ± Ag		Au-Ag, Zn, Pb, Cu	Au-Ag, Cu, As-Sb	Ag, Sb, Sn
<i>Metales menores</i>	Zn, Pb, Cu, Mo, As, Sb, Hg		Mo, As, Sb	Zn, Pb, Bi, W, Mo, Sn, Hg	Bi, W
<i>Especies de Se y Te</i>	Seleniuros comunes, localmente telururos	Telururos abundantes, seleniuros poco comunes	Telururos localmente comunes, seleniuros poco comunes	Telururos comunes, localmente seleniuros	Desconocido, pocos datos

Nota: Clasificación y descripción de los tipos de depósitos epitermales a partir de sus características y observaciones de campo. Tomado de Sillitoe y Hedenquist (2005)

4.3.1 *Epitermal de Baja Sulfuración (BS)*

Conocido también como depósito adularia-sericita, se caracteriza por la presencia de fluidos principalmente meteóricos con pH neutro a alcalino, baja salinidad, gases ricos en CO₂ y H₂S y a temperaturas entre 150 y 250°C. Las asociaciones metálicas características están dadas por Au-Ag, Zn-Pb con Cu y sus minerales de alteración más comunes son adularia-sericita, con zonaciones de cuarzo, calcedonia, calcita, adularia, sericita y clorita, (Robb, 2005).

4.3.2 *Epitermal de Intermedia Sulfuración (IS)*

Este tipo de depósito se caracteriza por sus mineralizaciones generalmente en venas, brechas y stockworks, donde cristalizan sulfosales y sulfuros como la galena, la esfalerita y tetraedrita, con alteraciones hidrotermales marcadas por la presencia de carbonatos, cuarzo, illita y adularia, (Sillitoe y Hedenquist, 2005). Según Wang (2019), los depósitos de intermedia sulfuración se pueden clasificar en dos tipos de acuerdo con sus configuraciones tectónicas y características metalogénicas. El primero denominado IS Tipo-NC, se da en zonas de subducción, arcos de islas y arcos continentales, sitios con régimen tectónico compresivo o casi neutro. Por otra parte, IS Tipo-E, dado en ambientes tipo extensional, cinturones de etapa post-colisión y zonas back arc.

4.3.3 *Epitermal de Alta Sulfuración (AS)*

Este tipo de depósito es caracterizado principalmente por fluidos muy ácidos, entre 1 y 3, además de oxidados. Con temperaturas alrededor entre 170 y 320°C y alteración hidrotermal de tipo argílica avanzada con zonaciones de cuarzo, alunita, kaolinita, illita, montmorillonita y clorita. El origen de sus fluidos es predominantemente magmático por su ubicación cercana a la fuente

hidrotermal y por tanto sus asociaciones metálicas son de tipo cobre – oro con asociaciones de calcopirita, bornita, pirita y covelita, (Sillitoe y Hedenquist, 2005).

5. Marco Geológico

5.1 Geología Regional

5.1.1 *Escudo Sur Rio Grandense*

El Escudo Sur-Rio-Grandense, localizado en la región centro sur del estado Rio Grande Del Sur, es el resultado de los procesos de generación y formación de corteza continental, con la acción principal de dos ciclos orogénicos, el Transamazónico (2.260-2.000Ma) y el ciclo Brasiliano (900-535Ma), (Hartmann, L. et al., 2007). Según Hartmann, L. et al., (1999); Hartmann, L. et al., (2000); Hartmann et al., (2007); Hartmann, LA et al., (2011) los eventos relacionados al ciclo Brasiliano, conllevan a la formación del Cinturón Don Feliciano, el cual comprende tres eventos tectónicos principales; el primero de ellos es el inicio de la subducción, denominado evento Passinho (880Ma); el segundo corresponde a la orogénesis San Gabriel, en el que se desarrolla el arco magmático del Terreno San Gabriel (753-680Ma), con la formación de los Complejos Cambaí, Palma y Bossoroca. El tercero es la Orogénesis Don Feliciano, en este se dio la fusión de los restos antiguos de corteza presentes en el Batolito de Pelotas, seguidos de la intrusión de cuerpos graníticos sin, tardi y post-colisionales.

Según Hartmann et al. (2007), una evaluación geotectónica de las asociaciones de rocas y sus interacciones permite dividir el Escudo Sur-Rio-Grandense entre el Cratón Rio de la Plata de edad Paleoproterozoica y tres terrenos Neoproterozoicos (Terreno San Gabriel, Terreno Tijucas y Batolito De Pelotas), descritos a continuación:

5.1.1.1 Cratón Rio de la Plata. Correspondiente al Paleoproterozoico, se localiza en la región Suroeste y Oeste de Rio Grande Del Sur (Figura 7). Representado en el Terreno Taquarembó por el Complejo Granulítico Santa María Chico, específicamente en el extremo oeste del escudo. Compuesto principalmente por rocas granulitas félsicas y máficas, además de piroxenitas, lentes de harzburgita, silimanita, mármoles y gneises calcosilicatados. En el núcleo del Terreno Tijucas afloran los ortogneises del Complejo Encantada (sección tipo), expuestos a causa de nappes en dirección NW (Hartmann et al., 2007).

5.1.1.2 Terreno San Gabriel. Este terreno asociado al Neoproterozoico, se encuentra ubicado al centro oeste del Escudo Sur Rio Grandense. Según Hartmann et al. (2007), está constituido por una secuencia metavulcano-sedimentaria. En la parte inferior se encuentra el Complejos Palma, rocas meta-vulcanicas máficas a ultramáficas, intercaladas con esquistos y paragneises pelíticos y cuarcíticos. En la parte superior, el Complejo Bossoroca, con la presencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas metamorfoseadas de composición andesítica a dacítica. El Complejo Cambaí, contiene rocas plutónicas juveniles, tales como gneises dioríticos tonalíticos, meta-dioritas, meta-tonalitas, cortados por varias generaciones de plutones dioríticos a granodioríticos. La composición química de las rocas se asocia a un ambiente de arco magmático de margen continental.

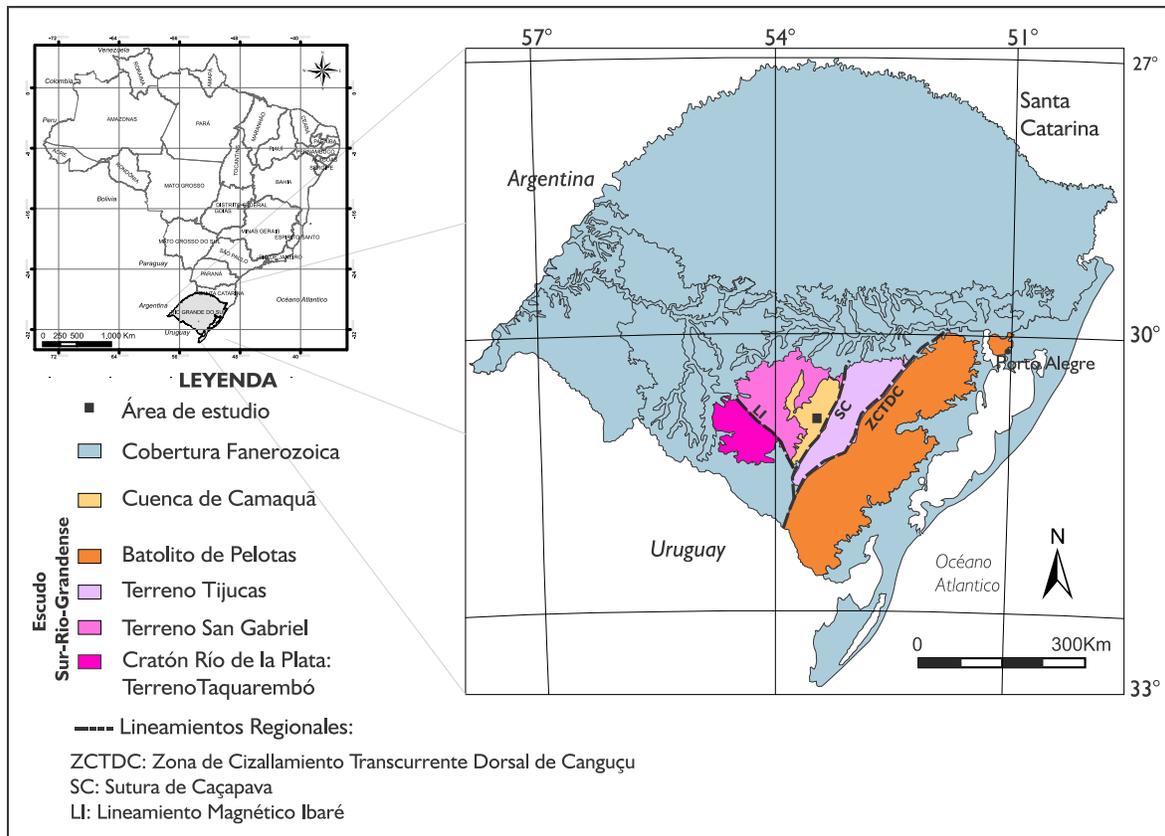
5.1.1.3 Terreno Tijucas. Se caracteriza por tener un dominio de rocas Paleoproterozoicas y Neoproterozoicas. Dispuesto al Este del Terreno San Gabriel (Figura 7), elongado en dirección NE-SW. Según Hartmann et al. (2007) está constituido por una asociación de rocas meta-sedimentarias y meta-volcánicas de facie esquistos verdes a anfibolita. Este

Terreno es separado por dos graben estrechos, produciendo así una porción este y otra oeste; los grabens son rellenados por sedimentos siliciclásticos correspondientes a la Cuenca de Camaquã o son truncados por rocas gnéissicas pre-Brasilianas (Cratón rio de la Plata).

5.1.1.4 Batolito de Pelotas. Es localizado en la región Este de Rio Grande del Sur (Figura 7); tiene una extensión aproximada de 350km de largo y 70km de ancho. Contiene seis suits graníticas, con edades entre 630 y 550Ma (i.e., Soliani, 1986; Babinski et al., 1997; Koester et al., 2001; *apud* Philipp, R.P. y Machado, 2005), generadas durante un extenso retrabajamiento de la corteza junto con la acción de zonas de cizallamiento. Valores negativos de Nd(t) y relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ elevadas (0,708-0,716) indican una contribución de corteza antigua y material mantélico, (Babinski et al., 1997; Frantz e Botelho, 2000; Philipp e Machado, 2005; Philipp, RP et al., 2007; *apud* Hartmann et al., 2007).

Figura 7

Mapa geotectónico del Escudo Sur Riograndense.



Nota: Modificado de Travassos et al. (2014)

5.1.2 Cuenca de Camaquã

En portugués, *Bacia do Camaquã*; corresponde a una secuencia molásica aflorante en el Escudo Sur-Río-Grandense que se desarrolló en la fase tardía a post-colisional del ciclo Brasiliano, con edades de depositación comprendidas entre el Neoproterozoico al Ordovícico, (Fragoso, A.R.S. y Lavina, 1984; Chemale Jr. et al., 1995; Laux et al., 2005; Hartmann, L.A. et al., 2008; Paim, P. et al., 2014). Dispuesta en una orientación NE-SW, está conformada por sedimentos siliciclásticos inmaduros intercalados, junto con rocas volcánicas intermedias a ácidas, suprayaciendo un basamento ígneo-metamórfico Paleoproterozoico perteneciente al complejo

granulítico Santa María Chico, además del Cinturón Don Feliciano, Tijucas y Vila Nova, (Laux et al., 2005).

Según Paim, P. et al., (2000), la cuenca de Camaquã evidencia cuatro pulsos tectónico-vulcano-sedimentarios seguidos, con diferentes ambientes tectónicos y firmas volcánicas, cuyos registros son limitados por discordancias angulares. En este sentido, esta se conforma por las subcuencas Boicí-Piquiri, Guaritas, Santa Bárbara, Ramada y Taquarembó. Por otro lado, Fragoso-Cesar, et al., (2000), propone dividir el super grupo Camaquã en tres subcuencas principales, denominadas Camaquã Occidental, Central y Oriental, separados por los altos de Caçapava do Sul, al Oeste, y al Este por la Sierra de las Encantadas (Figura 8).

A partir de estudios paleogeográficos, análisis de facies, de proveniencias y paleocorrientes, ha sido posible realizar una reconstrucción de la evolución estratigráfica de la cuenca de Camaquã, para la cual se estima un espesor superior a 6.000m, conformado por el Grupo Maricá (areniscas y conglomerados de ambientes marinos y aluviales), Grupo Bom Jardim (rocas volcánicas, vulcanoclásticas y sedimentarias de ambientes subacuáticos a subaéreos), la Formación Acampamento Velho (rocas vulcanogénicas de ambientes subaéreos), el Grupo Santa Bárbara (rocas siliciclásticas asociadas a ambientes aluviales y marinos someros), el Grupo Guaritas (areniscas y conglomerados aluviales y eólicos), y en el tope, el cuerpo ígneo Rodeio Velho (rocas volcánicas generadas por intrusiones máficas), (Fragoso-C et al., 2003).

Las unidades más antiguas, Grupo Maricá y Bom Jardim asociadas a una fase evolutiva tardi-orógena, presentan una deformación decreciente de base a tope, pliegues suaves a moderados asociados a fallas transcurrentes, inversas y de empuje, indicando un ambiente dúctil-rúptil en un entorno compresivo-transpresivo. Los grupos Santa Bárbara y Guaritas, formadas en una fase post orgánica, fueron depositados al final de la tectónica transcurrente sinistral; estas

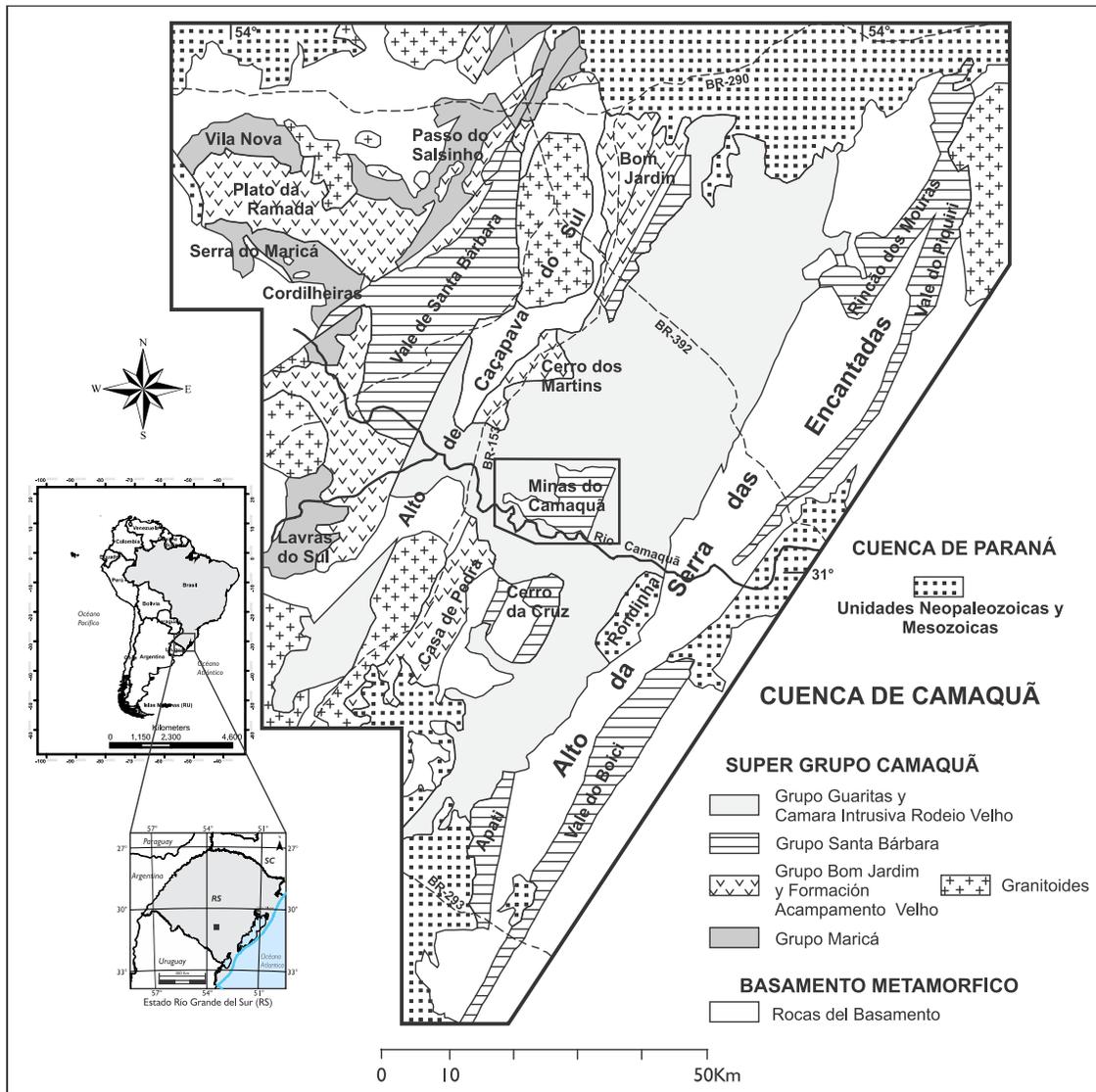
unidades presentan pliegues de arrastre vinculados a fallas truncurrentes y normales, producto de un ambiente rúptil. Cabe resaltar la transición en los ambientes deposicionales desde marino, lacustre profundo, fluvial, lacustre somero y finaliza en un ambiente eólico, aluvial y lacustre de poca profundidad. (Paim, P. et al., 2014).

Además de las unidades sedimentarias, se identifican tres episodios magmáticos asociados a la fase tardi a post-colisional de la orogenia Brasiliana. Definido inicialmente como vulcanismo Hilário, caracterizado por magmas calcoalcalinos con alto contenido de potasio a shoshoníticos; seguido por el vulcanismo Acampamento Velho, siendo este de composición alcalina a peralcalina sódica, indicando una estabilización de la corteza. Finalmente, el vulcanismo Rodeio Velho, constituido de magmas mantélicos básicos alcalinos. (Paim, P. et al., 2014).

Asociado a los procesos descritos anteriormente se da la formación del depósito Cu (Au-Ag) Camaquã y el depósito Santa María con mineralizaciones de Pb-Zn (Cu-Ag), este último hospedado la secuencia sedimentaria del Grupo Santa Bárbara (descrito en la *sección 4.2.1*).

Figura 8

Mapa geológico de la Cuenca de Camaquã, destacando los grupos que la conforman



Nota. Abreviaturas de ciudades, CS = Caçapava do Sul; LS = Lavras do Sul; SBV = Santana da Boa Vista. Tomado de Fragozo-Cesar et al. (2000)

5.2 Geología del área de estudio

Las minas de Camaquã, desde su descubrimiento han sido objeto de estudio en diversas áreas de la geología, no solo por albergar mineralizaciones de interés económico, sino que, además,

por tener la posibilidad de contener rocas y afloramientos de edades muy antiguas en buenas condiciones de preservación. Un ejemplo de lo anterior, son las distintas concepciones estratigráficas propuestas para la región presentadas en Carvalho, P.D., (1932); Leinz y Almeida, (1941); Ribeiro et al., (1966); Robertson, (1966); Ribeiro y LM, (1978); Ribeiro y Teixeira et al., (1978); Lichtenberg, (1978); Gonzalez y Teixeira, (1980); Fambrini, G.L., (1998). Para este trabajo se adopta la evolución estratigráfica propuesta por Fragoso-C. et al. (2003), donde se establece que la subcuenca de Camaquã Central comprende al norte del río Camaquã la región de las Minas de Camaquã, en el municipio de Caçapava do Sul, RS.

Las rocas sedimentarias aflorantes en esta región han sido asociadas a la formación Arroios Nobres, según Ribeiro et al., (1966); González e Teixeira, (1980); Paim et al., (1992), esta fue dividida informalmente en cinco niveles: Arenisca Inferior, Conglomerado Inferior, Arenisca Intermedia, Conglomerado Superior y Arenisca Superior. sin embargo, se tomará la propuesta de Fragoso-C. et al. (2003) en la que estas se consideran pertenecientes al Grupo Santa Bárbara.

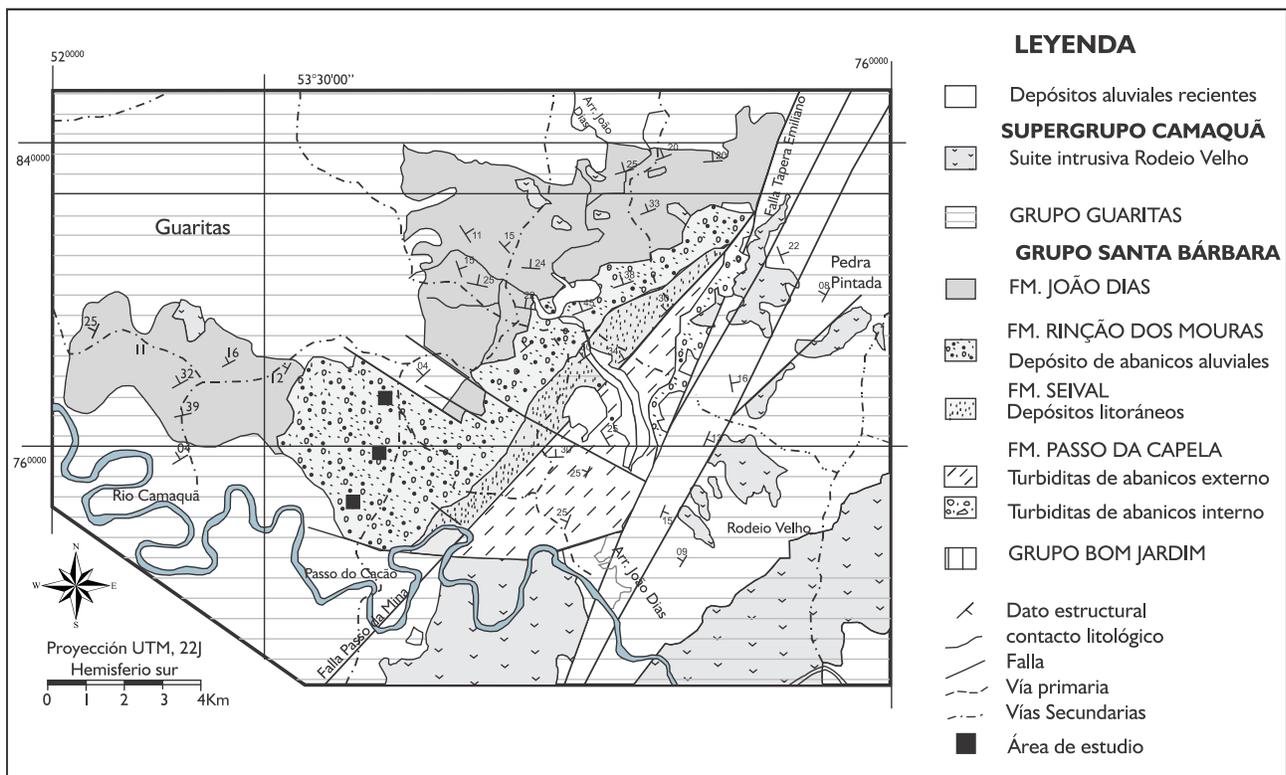
5.2.1 Grupo Santa Bárbara

Formación Santa Bárbara, definida así informalmente en 1961 y publicada en 1966 por Robertson, actualmente conocido como Grupo Santa Bárbara (Fambrini, G. et al., 2005). Se le atribuyen edades máximas de depositación de 558 ± 13 Ma (Bicca, 2013; Bicca et al., 2013). Tiene un espesor en la subcuenca de Camaquã Central de aproximadamente 2.000m, con afloramientos principalmente en las minas de Camaquã, (Figura 9). Consta de una sucesión de depósitos tipo aluvial-marino-aluvial, asociados a un sistema de rift en contexto anorogénico (Fambrini, G.L. et al., 2001; Fragoso-Cesar, S. et al., 2001; Fambrini, G.L., 2003), allí ocurre la depositación de rocas siliciclásticas generadas en ambientes fluviales, costeros y deltaicos.

Según Fambrini (2003), litoestratigráficamente el Grupo Santa Bárbara está conformado de base a tope por las formaciones, (Figura 10): Passo da Capela, Seival, Rinção dos Mouras y João Días.

Figura 9

Mapa geológico del Grupo Santa Bárbara en las minas de Camaquã



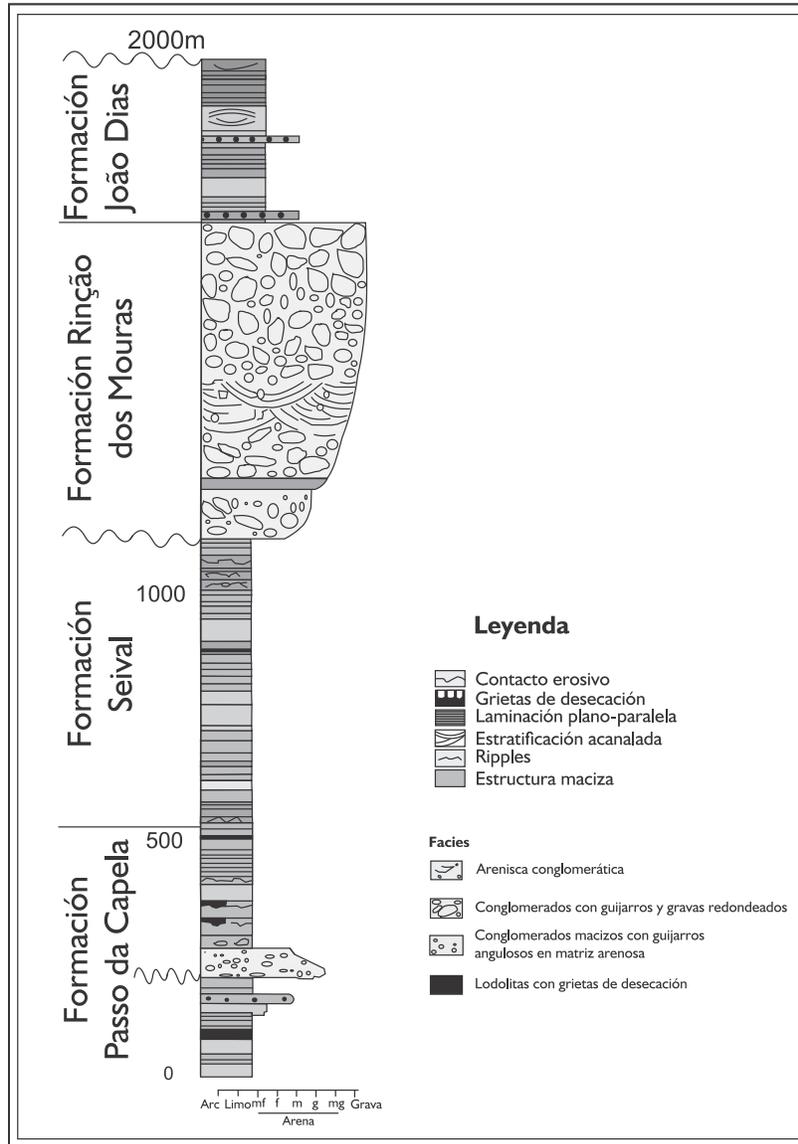
Nota: Tomado de Fambrini et al. (2007).

5.2.2 Estratigrafía

A continuación, se describen las Formaciones pertenecientes al Grupo Santa Bárbara, en base a las características que estas exhiben en la Subcuenca de Camaquã Central, según Fambrini et al., (2007):

Figura 10

Columna estratigráfica del Grupo Santa Bárbara



Nota: Adaptada de Fambrini et al., (2007)

5.2.2.1 Formación Passo da Capela. Está conformada por sucesiones de areniscas, limolitas, conglomerados, y subordinadamente arcillolitas, interpretadas como turbiditas

de franjas distales de abanicos subacuático y depósitos *offshore*. Su espesor es superior a los 500m.

De acuerdo con estudios de proveniencia realizados por Fambrini et al., (2007), en la región de las Minas de Camaquã, los conglomerados contienen clastos de leucogranitos rosados, riolitas, lutitas, milonitas, cuarzo blanco lechoso, cuarzo vítreo, feldespatos y cuarcitas. Lo anterior, evidencia aporte de rocas del basamento a los paquetes conglomeráticos inferiores, lo que permite suponer un reordenamiento tectónico de la cuenca, con un levantamiento de las rocas basales, dando origen a una superficie erosiva sobre los depósitos turbidíticos basales de esta formación.

5.2.2.2 Formación Seival. Se caracteriza por tener una sucesión de areniscas y lodolitas asociadas a un ambiente transicional, específicamente, depósitos costeros y de llanura mareal, alcanzando un espesor de aproximadamente 600m, (Fambrini et al., 2007).

En el área de las minas de Camaquã, estos depósitos se encuentran constituidos por paquetes tabulares de espesor variable, con intercalaciones de areniscas macizas de tamaños medios a finos, areniscas micáceas medias de laminación plano-paralela y niveles delgados de arcillas. En cuanto a los depósitos de llanuras costeras, se exhiben intercalaciones de areniscas con laminación cruzada y ondulada, en algunos casos, se presentan lentes de arcillas en medio de las areniscas, dando como resultado una laminación tipo flaser (Fambrini et al., 2007).

5.2.2.3 Formación Rinção dos Mouras. Suprayace en contacto erosivo la Formación Seival; tiene un espesor de aproximadamente 500m, constituido por niveles conglomeráticos granocrecientes hacia el tope, asociados a un depósito de abanico aluvial.

Intercalados se encuentran capas de arenisca conglomerática y areniscas con estratificación cruzada acanalada, posiblemente derivadas de sistemas fluviales entrelazados (Fambrini et al., 2007). Esta formación es importante ya que aflora en el sitio donde se encuentran las mineralizaciones pertenecientes al depósito Santa María, sin embargo, en el área 1 no alcanza un gran espesor.

5.2.2.4 Formación João Días. Conformada principalmente por arenisca media bien seleccionada, presenta depositación sectorizada de areniscas finas y conglomerados. En la base se encuentran rocas asociados a ambientes litorales (foreshore) de estratificación cruzada y de zonas más distales tipo (upper shoreface). En la parte superior se encuentran niveles de arenisca micácea de tamaño fino a medio, con estratificación cruzada de bajo ángulo, en algunos casos tangencial a la base y/o tabular, swaley o hammocky, permitiendo inferir un ambiente shoreface. Esta unidad representa un sistema deposicional marino costero dominado por ondas. Suprayace la formación Rinção dos Mouras en contacto abrupto y es superpuesto en discordancia angular y erosiva por las areniscas del grupo Guaritas. (Fambrini et al., 2007).

6. Depósito Santa María

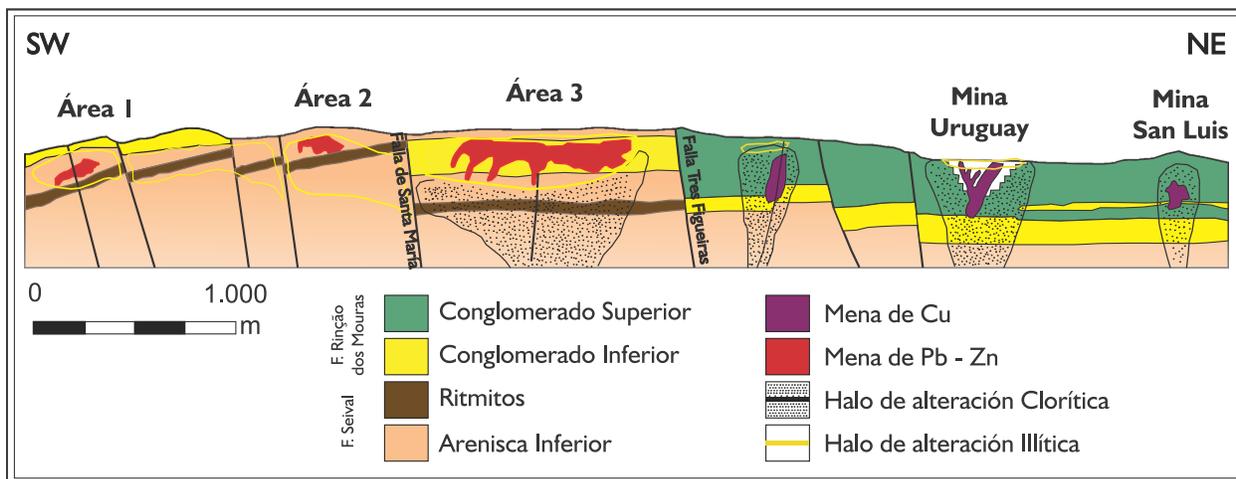
El depósito polimetálico Santa María, descubierto en la década 1970, por la entonces Compañía Brasileira de Cobre (CBC), hospeda mineralizaciones de $Pb+Zn+Ag\pm Cu$ en la secuencia siliciclástica del Grupo Santa Bárbara aflorante en la subcuenca de Camaquã Central. Desde su hallazgo, ha sido objeto de estudio de diferentes investigadores y compañías con el propósito de entender mejor su ocurrencia, establecer modelos genéticos y métodos de exploración que permitan un óptimo aprovechamiento de sus recursos.

Según Carvalho (2016), se estimas los recursos del Depósito Santa María en 26,04Mt, con aproximadamente 1,24% de Zn, 1,89% de Pb, 580 ppm de Cu y 12 ppm de Ag. De lo anterior, son recursos indicados 5,51Mt con 1,67% de Zn y 2,15% de Pb y recursos inferidos 20,53Mt con 1,12% de Zn y 1,82% de Pb.

El distrito Minas de Camaquã está conformado por tres depósitos principales (Figura 12), Mina Uruguay, (a cielo abierto); y Mina San Luis (subterránea); productoras de Cu con Au/Ag como subproductos, actualmente agotadas. A tres kilómetros de distancia se encuentra el depósito Santa María, constituido por areniscas y conglomerados del Grupo Santa Bárbara, hospedando sulfuros de Pb-Zn (galena, esfalerita). (Carvalho, 2016)

Figura 11

Corte representativo de los depósitos pertenecientes a las Minas de Camaquã



Nota: Depósito Camaquã: Mina Uruguay y San Luis; Depósito Santa María: área 1, área 2 y área 3. Tomado de Carvalho (2016).

La génesis de las mineralizaciones ha sido tema controversial, los primeros autores proponen un origen asociado a procesos volcánicos y/o magmáticos (*i.e.*, Leinz y Almeida, 1941; Melcher y Mau, 1960; Ribeiro et al., 1966; Bettencourt, 1972, 1976; Ribeiro, 1986; Lima et al.,

Beckel, 1990; Remus et al., 1997, 1998; Misi et al., 1999; *apud* Remus et al., 2000). En segundo lugar, procesos sedimentarios clásticos-diagenéticos (Ribeiro et al. 1980; Badi, 1983; Badi y Gonzales, 1988; Teixeira y Gonzalez, 1988; Veigel y Dardene, 1990; Ribeiro, 1991; García, 1997 *apud* Remus et al., 2000), en el que los autores hacen el planteamiento en base a observaciones donde la mineralización tiene un control estratiforme, sin embargo, esta propuesta es descartada ya que los depósitos de metales base asociados a depósitos sedimentarios singenéticos/diagenéticos se hospedan en secuencias marinas de baja energía, mientras que la secuencia sedimentaria de las Minas de Camaquã se da en ambientes de alta energía, tales como deltas continentales. Una tercera concepción sugiere un modelo epitermal, tomando en cuenta el control estructural, stockworks, temperaturas inferiores a 300°C y fluidos de baja salinidad. (Laux et al., 2005; Renac et al., 2014).

Remus et al., (2000) propone una génesis asociada a procesos magmáticos-hidrotermales, dados bajo condiciones de temperatura entre 210° a 300°C, con un control estructural en sentido NW, posibilitando la concentración de fluidos mineralizados en venas. Valores de $\delta^{34}\text{S}$ de los sulfuros de alrededor del 0‰ indican una fuente externa de azufre; Las proporciones de isotopos de Pb de los sulfuros indica que los metales provienen de una gran fuente de la corteza con Pb primitivo, al final del Ciclo Brasiliano. La edad de mineralización es 594 Ma, según dataciones por U/Pb. Adicionalmente se destaca alteración hidrotermal dada por illitización y cloritización, afectando las menas y el encajante, (Carvalho, 2016).

Por otro lado, Renac et al., (2014), en sus resultados obtiene datos que definen la mina Camaquã como un depósito de tipo epitermal de baja sulfuración con precipitaciones de sulfuro relacionadas con una mezcla de aguas magmáticas ($\delta^{34}\text{S} = 1$ a 4 ‰; $\delta^{18}\text{O}: 3$ a 9 ‰) y meteóricas ($\delta^{18}\text{O} = -4$ a - 12 ‰) y una temperatura que varía de 80 a 350 °C.

7. Metodología

7.1 Muestreo

Para el desarrollo de este trabajo, la compañía minera Nexa Resources encargada del proyecto Caçapava do Sul suministró el núcleo de sondaje BRSMSMDD 0186, correspondiente a la zona norte del Área 1, del Deposito Santa María. Este testimonio se analiza a nivel mesoscópico y se subdivide en intervalos teniendo en cuenta sus características más relevantes, tales como, homogeneidad, cambios litológicos y texturales. Posteriormente, se seleccionan cinco muestras representativas en base al grado de alteración hidrotermal y presencia de minerales mena en venas, masivos y de forma diseminada. Finalmente, estas muestras se someten a diferentes técnicas petrográficas que permitan extraer información necesaria para entender mejor su ocurrencia. En la Tabla 2 se relacionan las muestras seleccionadas con su profundidad.

Tabla 2

Muestras seleccionadas para el estudio

Núcleo de sondaje	Nombre de Muestra	Profundidad (m)
BRSMSMDD0186	0186-119,43	119,43
	0186-177,60	177,60
	0186-271,05	271,05
	0186-271,90	271,90
	0186-274,31	274,31

7.2 Trabajo de laboratorio y técnicas petrográficas

7.2.1 *Microscopia Óptica*

Esta es una técnica clásica utilizada para la caracterización de minerales, rocas y menas, mediante la observación de sus propiedades ópticas y morfológicas con el microscopio ya sea bajo luz transmitida o reflejada. Puede considerarse un método rápido, económico y poco destructivo (Pérez-Monserrat, 2012), por el cual con una mínima cantidad de muestra se pueden estudiar relaciones texturales, estructura, fábrica, asociaciones de fases, texturas de reacción y demás características que permiten obtener información para comprender su génesis y procesos posteriores (Raith et al., 2012).

La microscopía de luz transmitida se da cuando una fuente luminosa emite un haz de luz que atraviesa la muestra y a su vez es dirigida al objetivo para ser observada mediante el uso del ocular, permitiendo determinar distintas propiedades (color, forma, fracturas, alteraciones, etc) (Frank, 2014). En la microscopía de luz reflejada, a diferencia de la técnica anterior, la luz incide sobre la sección pulida desde arriba, a través del objetivo y se refleja en la superficie mineral, por lo tanto, es utilizada en la observación de minerales opacos, *e.g.* sulfuros. Estos minerales, presentan generalmente tonalidades de color gris, más claros o blancos, ya que reflejan al menos un 15 a 90% la luz incidente. Cabe resaltar que puede haber excepciones con colores distintivos, tales como, azul, amarillo, entre otros, (Sánchez et al., 2011).

Para llevar a cabo la microscopia óptica se prepararon las muestras mencionadas en la Tabla 2 de la siguiente manera: en primer lugar, se hace elección de un plano de corte representativo, de 2x3cm (inferior al tamaño del porta objetos) con espesor de 3 a 6mm. A este corte se le realiza un desbastado mecánico para la obtención de una cara plana y sin asperezas.

Como paso a seguir, se prepara el portaobjetos con resina adhesiva y se pega a la muestra por la cara desbastada. Esta sigue siendo desbastada hasta alcanzar un espesor entre 30-40 μm ; ahora el cubreobjetos de vidrio es pegado con resina para hacerle el pulido final. (Castro, 2015) .

La microscopía óptica fue utilizada en la identificación de los principales minerales mena, ocurrencia de estos, asociaciones, relación con el encajante y minerales de alteración; para la caracterización detallada de estos últimos es necesario implementar técnicas de mayor alcance y resolución tales como la difracción de rayos y microscopía electrónica de barrido (MEB).

7.2.2 Difracción de Rayos X

La técnica de difracción de Rayos X (DRX) es usada como una herramienta complementaria a otros métodos mineralógicos; esta es particularmente útil para identificar minerales de grano muy fino y mezclas o intercrecimientos de minerales que pueden no ser reconocidos al análisis por otras técnicas. Los DRX puede proporcionar información adicional más allá de la identificación básica, ya que, si una muestra es una mezcla, los datos de DRX pueden analizarse para determinar la proporción de los diferentes minerales presentes. (U.S. Geological Survey, 1992). Por lo tanto, en este estudio se ha empleado la Difracción de Rayos x para identificar la mineralogía de alteración hidrotermal de las muestras seleccionadas (Tabla 2), en especial la mineralogía de las arcillas asociadas a los sulfuros.

Esta técnica consiste en la incidencia de un haz de Rayos-x sobre los planos atómicos de una muestra desde diferentes ángulos. La combinación de espaciamiento y ángulos entre planos atómicos en un mineral produce un patrón característico único. Cuando se interpreta correctamente, en comparación con los patrones y medidas de referencia estándar, se consigue la identificación del material, (Brink et al., 1991). Se pueden medir las distancias entre los planos de

los átomos que constituyen una muestra aplicando la ley de Bragg: ($n\lambda = 2d\sin\theta$), donde n es la orden del haz difractado; λ es la longitud de onda del haz de Rayos-X; d es la distancia interplanar; y θ el ángulo de incidencia, (U.S. Geological Survey, 1992).

Se han aplicado dos métodos en el análisis por DRX:

a. Difracción de polvo para la identificación de las fases mineralógicas de la muestra (roca total). La roca es triturada y tamizada para obtener un concentrado de tamaño homogéneo inferior a 50 μm , y posteriormente se analiza con el difractómetro. (Laboratorio de Difracción de Rayos X, UFRGS, 2019)

b. Caracterización de arcillas por el método de láminas orientadas. Las muestras se trituran hasta alcanzar un tamaño aproximado de 50 μm , se ponen en solución con agua destilada y pasan al agitador (Wagner TE-160) durante aproximadamente 12 horas, después se someten al puntero de ultrasonido durante 5 minutos, todo esto se hace con el fin de separar las arcillas adheridas a otras partículas. Se deja flocular y decantar la solución durante 78-80 minutos a una temperatura de 22°C (Moore y Reynolds, 1998), posteriormente, para asegurar arcillas con tamaños inferiores a 2 μm se recolecta la parte superior de la muestra en suspensión y se coloca en una lámina de vidrio. Se prepararon tres laminas por muestra: 1) Para análisis al natural (no se requiere tratamiento adicional); 2) Saturada con etilenglicol para la identificación de arcillas expansivas; 3) calcinadas, a 550°C durante dos horas y media para observar cambios en la estructura de los filosilicatos y la detección de arcillas hidratadas. Las muestras son analizadas en el difractómetro Siemens (Bruker) D-5000 y los resultados obtenidos son interpretados mediante el software DIFFRAC-EVA®, (Laboratorio de Difracción de Rayos X, UFRGS, 2019)

7.2.3 *Microscopia Electrónica de Barrido (MEB)*

Esta técnica se utiliza para la observación de las relaciones texturales entre minerales, específicamente los sulfuros y los minerales de alteración. La microscopia electrónica de barrido permite examinar las muestras con un alcance superior a los x50.000, mucho mayor al que ofrece el microscopio óptico, (Molano y Mojica, 2004) .

El principio de funcionamiento consiste en la generación de un haz de electrones de alta energía (electrones incidentes EI) que incide sobre la muestra siendo focalizado por un sistema de lentes, formando electrones secundarios y retrodispersados como respuesta al impacto electrónico. Estos electrones salen de la muestra y son detectados mediante dispositivos que los registran y los convierten en una señal digital que se interpreta como intensidad de color para construir una imagen, (Clavijo, 2013).

Para la realización de la prueba, se extraen fragmentos representativos inferiores a 1cm de cada una de las muestras (Tabla 2). Se fijan en placas usando cinta de carbón teniendo cuidado de no contaminar con polvo o grasa. Pasan por un proceso de secado y a continuación se les aplica un recubrimiento de oro (material que origina mayor emisión) junto con grafito, esto para facilitar la observación la muestra, (Universidad de los Andes, 2020). Finalmente se emplea el microscopio electrónico de barrido JEOL-6610LV con resolución de hasta 127eV y 3.0 nm (30kV). El software utilizado por el equipo es el EDX Inca energy-350, encargado de la adquisición, tratamiento y evaluación de los análisis.

8. Resultados

8.1 Características petrográficas y mineralógicas

Se realiza una caracterización petrográfica y mineralógica en base al estudio de cinco muestras seleccionadas del núcleo de sondaje BRSMDD 0186, extraído en la zona norte del Área 1 del depósito Santa María. Esto permite obtener información acerca de la distribución espacial de la mineralización, identificar los patrones de alteración producto del flujo e interacción de fluidos hidrotermales con la roca caja y establecer las relaciones minerales resultantes de dicho proceso.

8.1.1 Aspectos macroscópicos

Mediante una caracterización de las muestras en escala mesoscópica con ayuda de la lupa binocular, se identifican los elementos texturales y mineralógicos de interés, que posteriormente se toman como referencia para la fabricación de las secciones delgadas.

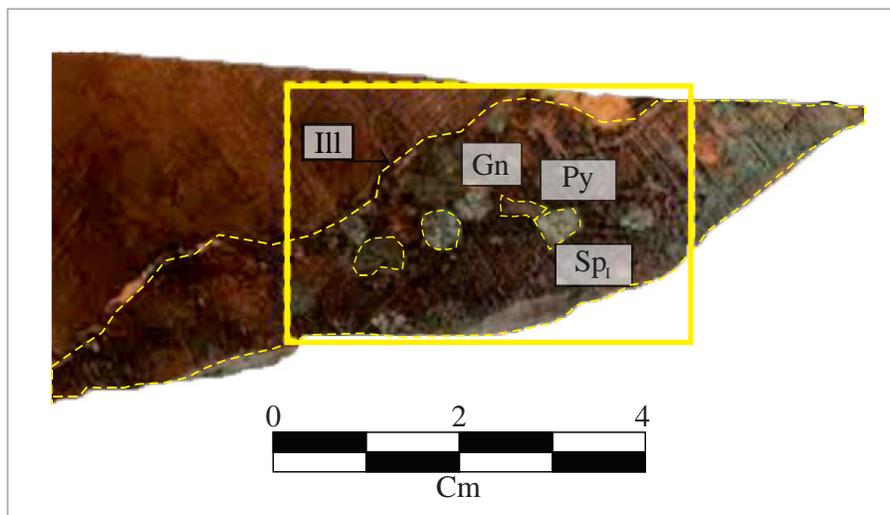
Las rocas encajantes de la mineralización varían de areniscas sub a arcoseanas con tamaño de grano medio a fino, consolidadas, morfología de granos que varía entre subredondeados a subesféricos, en algunos casos elongados con baja redondez; grado de selección generalmente moderado; textural y composicionalmente submaduras a inmaduras; cemento ferruginoso que aporta la coloración rojiza y en algunos casos cemento carbonático. Composicionalmente constituida de forma variable por cuarzo 75-80%, feldespatos 15-20% y un 5% restante entre micas y minerales pesados.

En cuanto a la mineralización, se da al interior de venas con espesores variables que pueden alcanzar hasta los 3cm (Figura 13), discordantes a la orientación principal de las capas. A nivel mesoscópico se identifican dos especies de esfalerita de forma y color diferente, asociadas a

galena. En el caso puntual de la muestra *0186-119,43* la esfalerita verde-amarillenta está asociada con pirita de cristales subédricos, (Figura 12).

Figura 12

Muestra de mano 0186-119,43



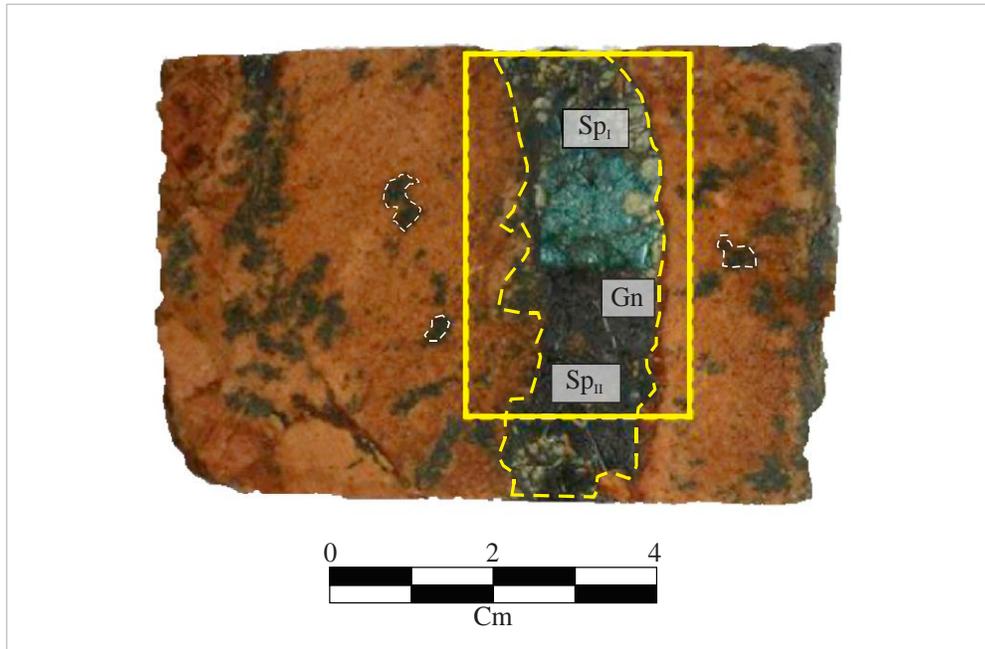
Nota. Arenisca subarcoseana de grano medio a fino. Discordante a la orientación principal de las capas se da lugar a una venulación incipiente de hasta 2 cm de espesor en la que cristalizan minerales de esfalerita, galena y pirita. Descripción completa en *Apéndice A*. Fotografía tomada por Bruno Petracco.

La esfalerita verde amarillenta, en adelante Esfalerita I, presenta cristales subédricos de tamaños variables inferiores a un centímetro. En contacto directo se encuentra la esfalerita II, reconocida por su coloración negra, en forma de masas anhédricas que bordean la esfalerita I y hace contacto con galena (Figura 13).

La galena exhibe cristales anhédros de coloración gris oscura, de tamaños variables milimétricos. Esta se presenta en dos formas, la primera de ellas es al interior de las venas, asociada a esfalerita, y la segunda consiste en pequeños agregados que rellenan los espacios porales de la roca encajante, ambos contemporáneos, (Figura 13-16).

Figura 13

Muestra de mano 0186-177,60



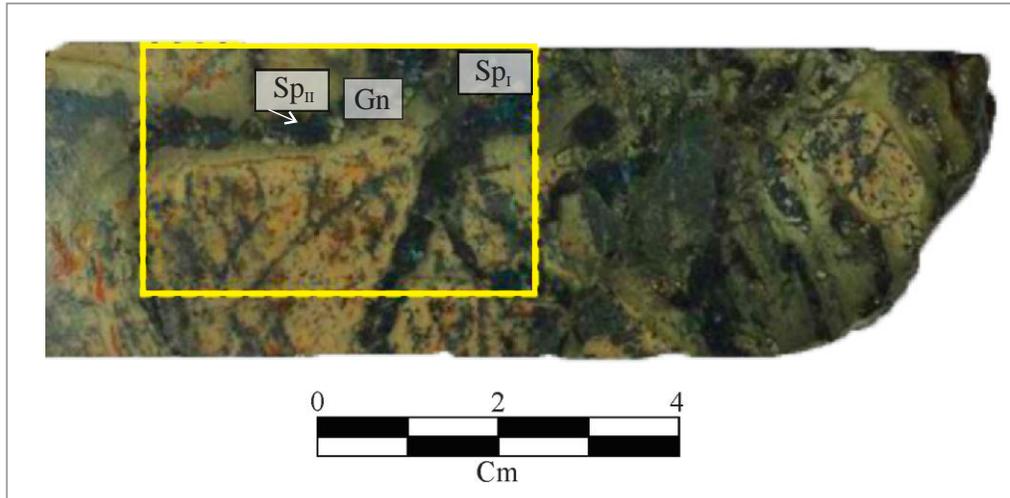
Nota. Arenisca subarcoseana de grano medio, consolidada. Se identifica una venulación incipiente que afecta el encajante alcanzando espesores entre 1 y 3 cm donde cristaliza en mayor proporción esfalerita verde y negra. Descripción completa en *Apéndice A*. Fotografía tomada por Bruno Petracco.

Separando las menas de Zn y Pb de la roca encajante se encuentran finas venas de illita y carbonatos no caracterizables a esta escala de observación, (Figura 14-15).

El área encerrada por el rectángulo amarillo en cada fotografía indica una zona representativa de las muestras seleccionadas para la fabricación de la sección delgada.

Figura 14

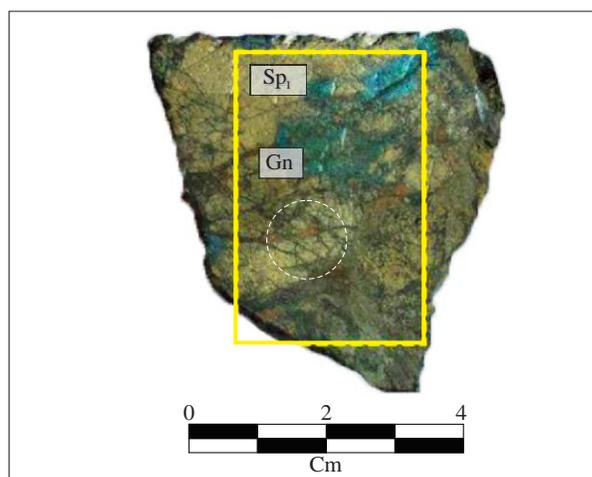
Muestra de mano 0186-271,05



Nota. No es posible la identificación de las características texturales de la roca encajante debido al alto nivel de alteración causado por la interacción entre esta y los fluidos hidrotermales. En esta muestra se hace prominente un proceso de illitización. Descripción completa en *Apéndice A*. Fotografía tomada por Bruno Petracco.

Figura 15

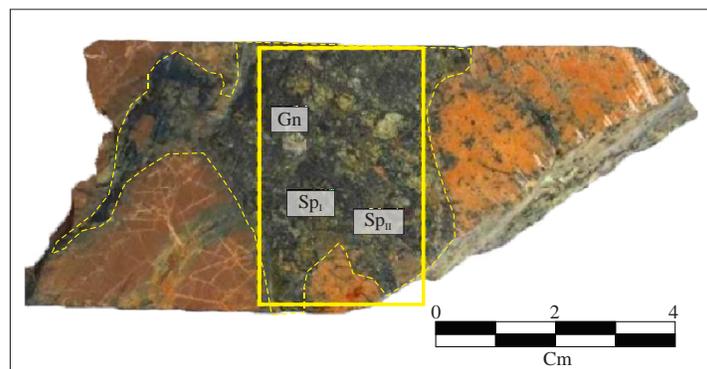
Muestra de mano 0186-271,90



Nota. No es posible la identificación de las características texturales primarias de la muestra debido al alto nivel de alteración. La muestra exhibe como mineral principal esfalerita verde masiva, esfalerita negra y galena. Venulación pervasiva compuesta por illita junto con carbonatos, (circulo blanco). Descripción completa en *Apéndice A*. Fotografía tomada por Bruno Petracco.

Figura 16

Muestra de mano 0186-274,31



Nota. Arenisca subarcoseana de grano fino. Contiene esfalerita I-II, galena, illita y carbonatos. Descripción completa en *Apéndice A*. Fotografía tomada por Bruno Petracco.

8.1.2 Petrografía microscópica

Para cada una de las cinco muestras seleccionadas en este estudio, se fabrica una lámina delgada representativa de la mineralización junto con una porción visible de la roca encajante. Posteriormente mediante el uso del microscopio óptico de luz transmitida y reflejada, se identifica lo que podría ser un cuerpo económico de plomo y zinc con características de alteración notables.

Consecuente con la profundidad de las muestras analizadas, la roca encajante se asocia estratigráfica y texturalmente a las areniscas medias-finas subarcoseanas de la formación Seival. Con algunas variaciones de acuerdo con la muestra, morfológicamente se identifican granos elongados-subredondeados, moderadamente seleccionados. Composicionalmente se traza un

promedio de Cuarzo 80%, feldespatos 15% (feldespato alcalino 12% entre sanidina y ortoclasa; 3% feldespato plagioclasa), 5% restante entre micas y fragmentos líticos. Las micas, moscovita, con tamaños milimétricos, exhiben una disposición perpendicular a la dirección de las venas.

La caracterización microscópica de las venas permite reconocer la esfalerita y la galena como los minerales menas más importantes. La esfalerita se presenta en dos especies con características ópticas distintas, la primera de ellas, definida previamente como esfalerita I, al someterse a luz transmitida exhibe un color amarillento-marrón, no pleocroica, y relieve alto. Por otro lado, la esfalerita II, bajo las mismas condiciones, se identifica como agregados anhédros de color negro, brechando la esfalerita I (Figura 17.a.b). Al observarse estas muestras bajo luz reflejada, ambas presentan las mismas características ópticas, viéndose como un solo agregado uniforme de sulfuro de zinc (Figura 17.d). Combinando ambas técnicas, luz transmitida y reflejada, se reconocen por separado ambas especies minerales y sus contactos (Figura 17.c). Una razón por la que ocurre esta variación en las propiedades siendo el mismo mineral es atribuida a pequeñas diferencias en la composición química, por lo general, variaciones en el contenido de Fe, una evidencia de esto se observa en la muestra *0186-271,05* donde aparecen coronas o halos de coloración pardo-amarillento (Figura 17.a).

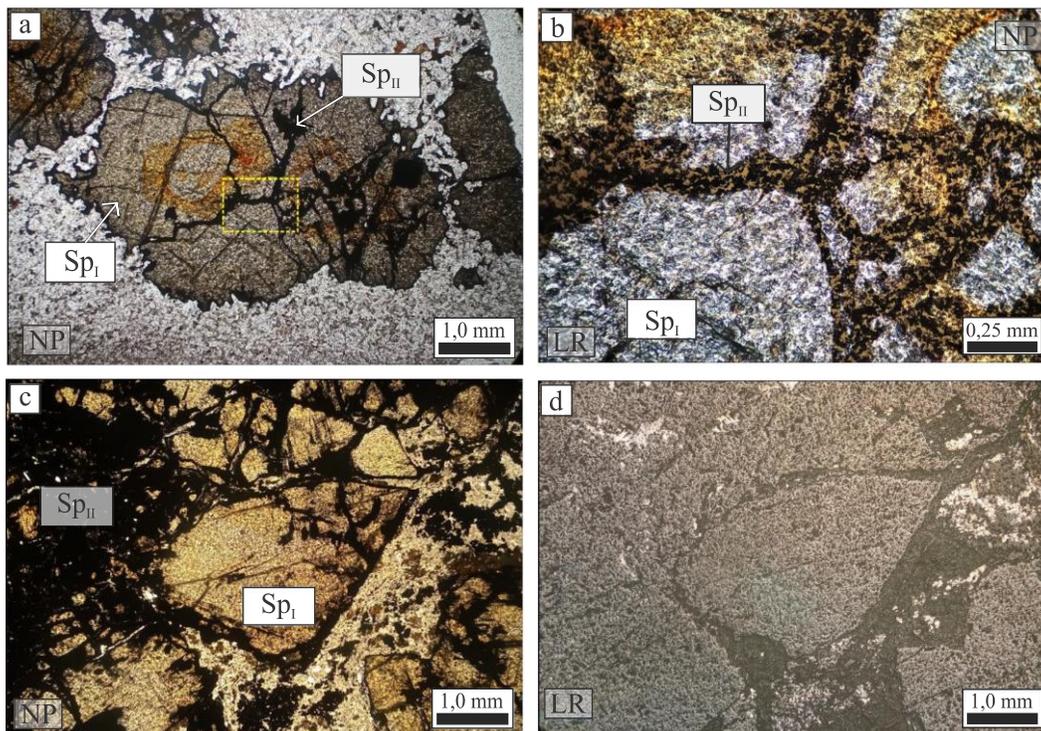
Adicional a las características ya mencionadas, la esfalerita I presenta cristales subédricos de tamaños variables que pueden ir desde pocos milímetros hasta un centímetro, encontrándose cristales más grandes a mayor profundidad. Asimismo, una característica distintiva de este mineral es la reflexión interna, visible al someterse a luz transmitida en nicoles cruzados. Especialmente, se encuentra dispersa dentro de las venas, bordeada por carbonatos e illita y en contacto directo con la esfalerita II. En la muestra *0186-119,43*, cristales de esfalerita I se asocian con pirita, ambos

subédricos a auédricos cortados por venas muy finas de carbonatos, al estar en contacto directo se puede asumir una misma temporalidad, definida más adelante como fase II (Tabla 3).

La esfalerita II se presenta en agregados anhédricos de color negro en luz transmitida, y pardo en luz transmitida + luz reflejada. Se desarrolla de forma envolvente a la esfalerita I y galena, evidenciando un aspecto tardío marcado por la disolución de los bordes de dichos minerales. Se encuentra más abundante a mayor profundidad y está directamente relacionada con la presencia de venas carbonáticas. esto permitiría inferir una posible reacción entre la esfalerita I y los fluidos circundantes alterando la composición química de esta para dar como resultado la esfalerita II (Figura 17).

Figura 17

Microfotografías de esfalerita

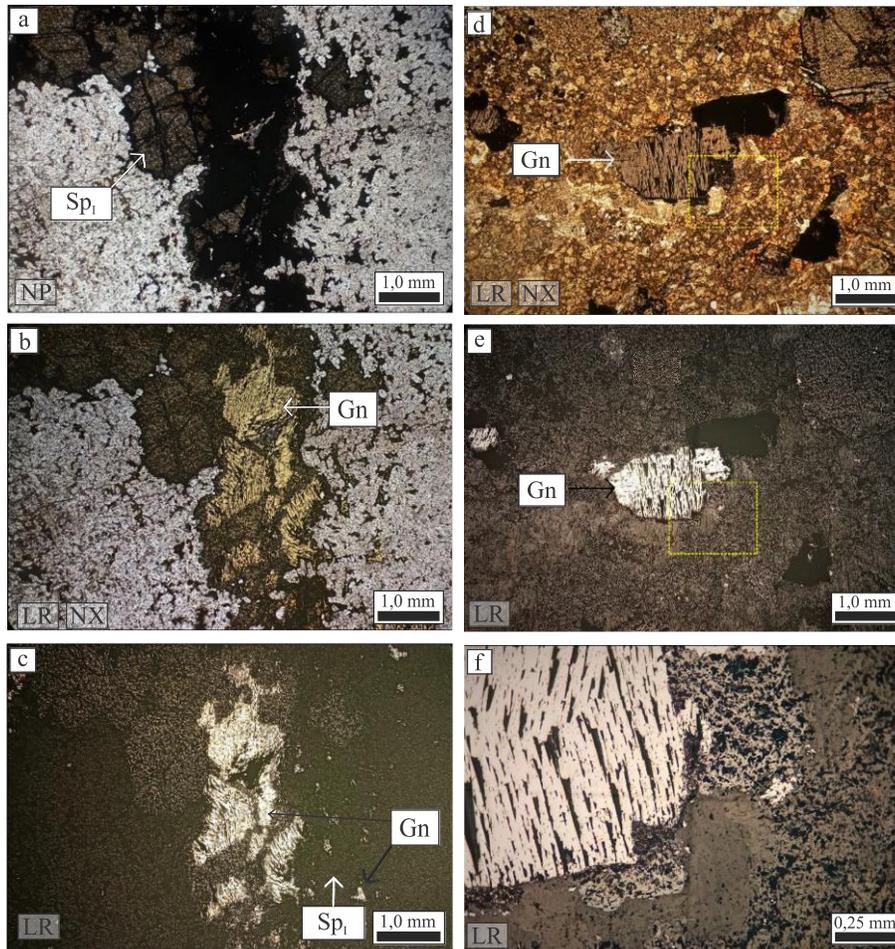


Nota: [a-b] Cristal de esfalerita I, con zonación tipo corona, bordes altamente corroídos, brechado y relleno por esfalerita II. [c] microfotografía bajo luz transmitida más luz reflejada, diferenciándose la esfalerita I y II. [d] análisis bajo luz reflejada, identificándose un solo cuerpo de esfalerita.

La galena se presenta como mineral posterior a la esfalerita I y previo a la esfalerita II. Exhibe cristales subédricos, de tamaños variables inferiores a 6 mm, opacos, reconocibles al microscopio de luz reflejada por su color blanco-grisáceo. Varios de los cristales analizados muestran su distintiva macla triangular o figuras de arranque generadas en el proceso de preparación y pulido de la muestra (Figura 18). Adicionalmente, en algunos casos aparece relleno los espacios porales de la roca encajante. Este mineral constituye la principal mena de Pb en el depósito.

Figura 18

Microfotografía evidenciando principalmente los rasgos de la Galena



Nota: [a-b-c] Cristal de galena bordeado por esfalerita II bajo NP, Nx+LR, LR, respectivamente. [d-c-f] Galena euhédrica, en contacto con la esfalerita II, y figuras de arranque triangulares.

El flujo de fluidos percoló las rocas encajantes precipitando illita, siendo considerada el principal mineral de alteración aparece en las zonas más externas de las venas, es decir, en contacto con el encajante, corroyendo los minerales detríticos circundantes, principalmente feldespatos y al interior de las venas afectando los minerales mena. Su aspecto predominantemente masivo en

ocasiones fibroso contiene una gran cantidad de microcristales de este argilomineral caracterizables únicamente mediante rayos x y microscopia electrónica de barrido (Figura 20. e.f).

Adicionalmente, dentro de estas venas se encuentra una fase de carbonatos definidas mediante análisis de roca total (*Apéndice D*) como siderita ($FeCO_3$) y calcita ($CaCO_3$), alcanzando espesores de hasta dos centímetros, venas más finas brechan los encajantes y las menas de sulfuros (Figura 19).

A partir de las asociaciones minerales identificadas se construye la (Tabla 3) en la que relacionan temporalmente.

Tabla 3

Asociaciones minerales y sus relaciones temporales según la fase

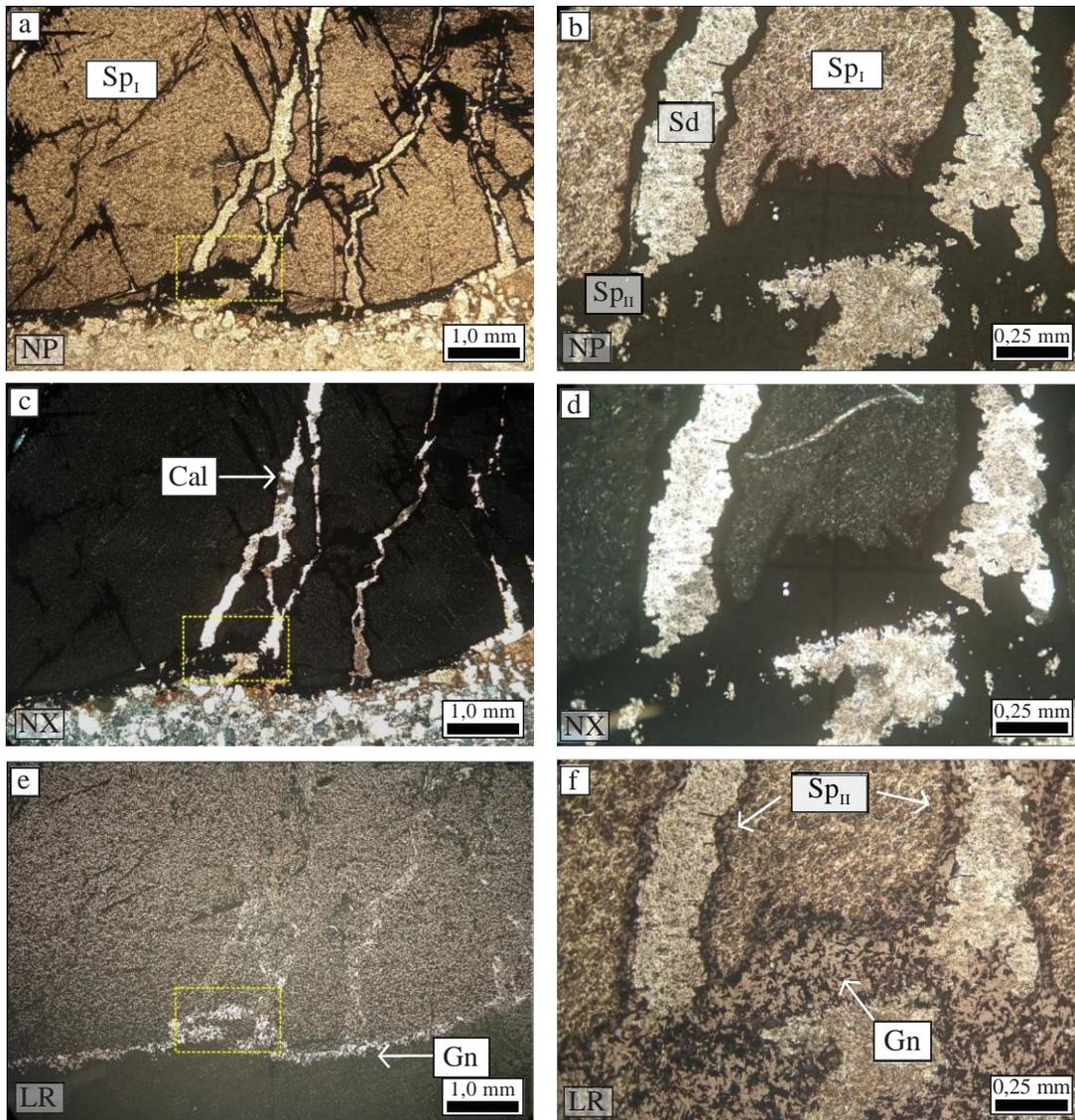
Mineral	Fase I	Fase II	Fase III	Fase IV
Minerales diagenéticos*	_____			
Esfalerita I		_____		
Pirita		_____		
Galena			_____	
Esfalerita II			_____	
Cuarzo Hidrotermal			_____	
Illita 2M1				_____
Illita 1M				_____
Carbonatos			_____

* (Qtz, Kfs)

Nota: Fase I: Minerales diagenéticos; Fase II: Esfalerita I + Pirita; Fase III: Galena + Esfalerita II + Cuarzo ± Carbonatos; Fase IV: Illita 2M1 + Illita 1M + Carbonatos

Figura 19

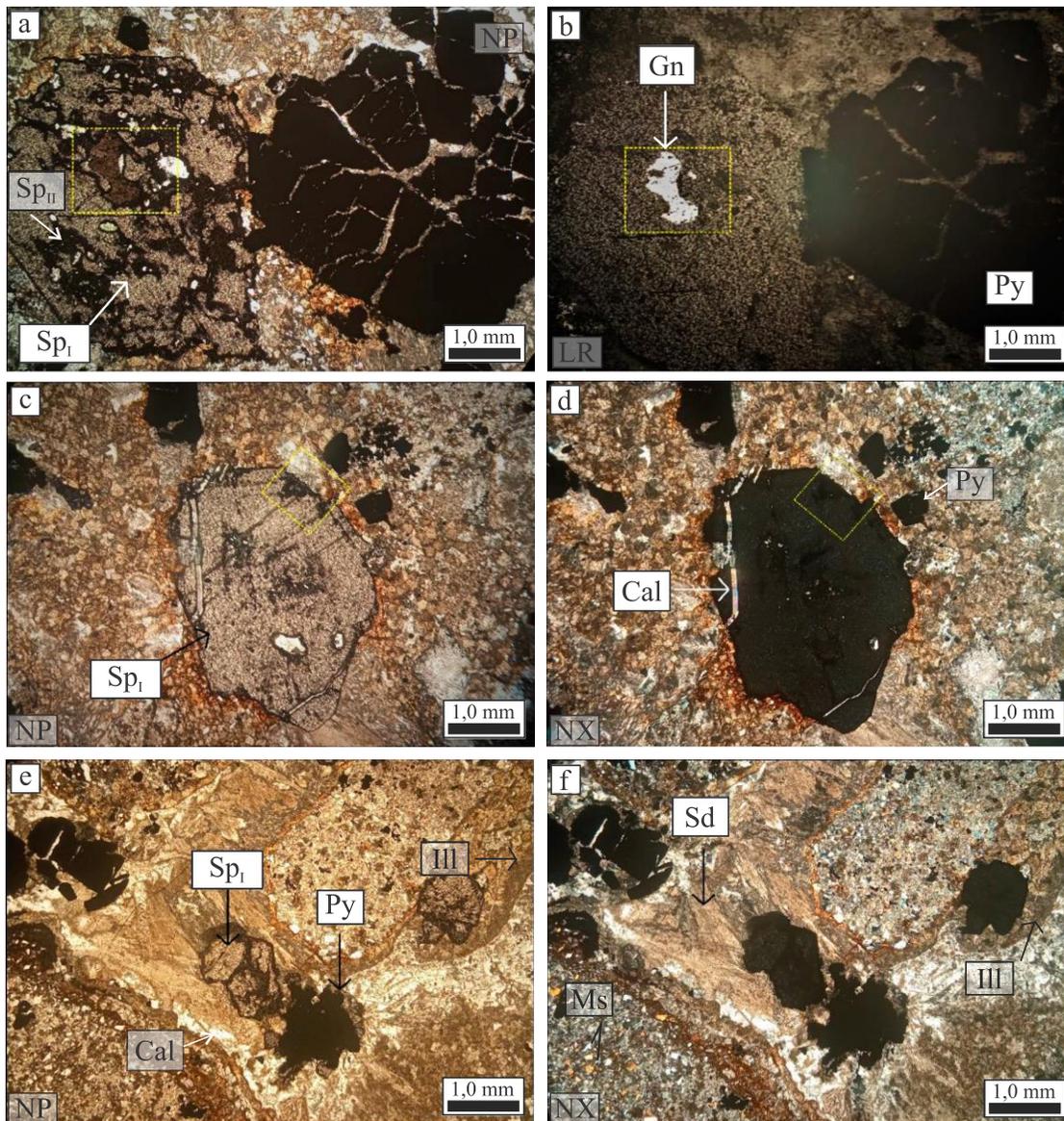
Microfotografía evidenciando la venulación incipiente



Nota: [a,b-c,d-e,f] Microfotografía en nicols paralelos – nicols cruzados - luz reflejada respectivamente. Cristal de esfalerita I, subédrico, con reflexiones internas bajo nicols cruzados, brechado y rellenado por venillas de carbonatos, entre calcita y siderita modificando las propiedades ópticas en los bordes de la esfalerita I.

Figura 20

Microfotografía de la relación espacial entre los minerales de mena y de alteración



Nota: Relación espacial entre las venas y el encajante, [a-b] exhibe cristales euhédricos de esfalerita I y pirita alterados como consecuencia del flujo de carbonatos e illita. [c-d] Esfalerita I con bordes finos de esfalerita II. [e-f] Venas cortando el encajante, con zonación de illita hacia los bordes y siderita y calcita hacia el interior, esfalerita I y pirita subédricos inmersos en las venas.

Las fases minerales descritas son comprobadas mediante el uso de rayos x, en un análisis de roca total. Las gráficas obtenidas con sus respectivos valores se detallan en el *apéndice D*.

8.1.3 Difracción de Rayos X

La difracción de rayos x, puntualmente el método de arcillas orientadas es una técnica que permite de forma adecuada el reconocimiento de grupos y variedades estructurales de minerales arcillosos, mediante patrones de difracción que están directamente relacionados a las estructuras cristalinas (Brindley, 1952).

A cada una de las cinco muestras se le extrajo una porción representativa de mineral mena en contacto con mineral de alteración, después de aplicar los procedimientos descritos anteriormente en la metodología, se hace una caracterización de las muestras al natural, otra de forma saturada con etilenglicol usando la técnica de para la identificación de arcillas expansivas (Jackson, 1956); y finalmente, calcinadas a 550°C para observar cambios en la estructura de los filosilicatos y la detección de arcillas hidratadas (Brindley y Brown, 1961).

Los resultados de los picos principales, como se observa en la *Tabla 4*, presentan variaciones mínimas. Para el análisis al natural (Figura 21) se obtienen valores de distancia interplanar en promedio de 10,1Å; al saturarse con etilenglicol (Figura 22) las arcillas no revelan un comportamiento expansivo, arrojando como resultado valores de 9,99Å; finalmente al someterse al proceso de calcinación (Figura 23) estas no experimentan cambios en su estructura, con un valor de 9,99Å. Para el caso puntual de la muestra 0186-271,05 se obtienen picos de 10,1Å para análisis al natural - glicolada y 10,3Å con calcinación.

Confrontando los datos obtenidos con valores de referencia, se deduce la presencia de Illita pura como principal mineral de alteración, una mica que tiene un espacio basal d equivalente a

10Å, (Meunier y Velde, 2004); picos más pequeños también se evidencian en las gráficas, propios del segundo y tercer orden de illita. Por otro lado, variaciones muy leves en las condiciones de los fluidos hidrotermales y ambiente de cristalización se ven reflejados estructuralmente en la afectación de los parámetros de red y por ende en las intensidades de difracción de los rayos x, muestra de esto es la variabilidad de las distancias interplanares de arcillas al *Natural* conforme cambia la profundidad. Las gráficas obtenidas para cada muestra se pueden ver en el *Apéndice C*.

Tabla 4

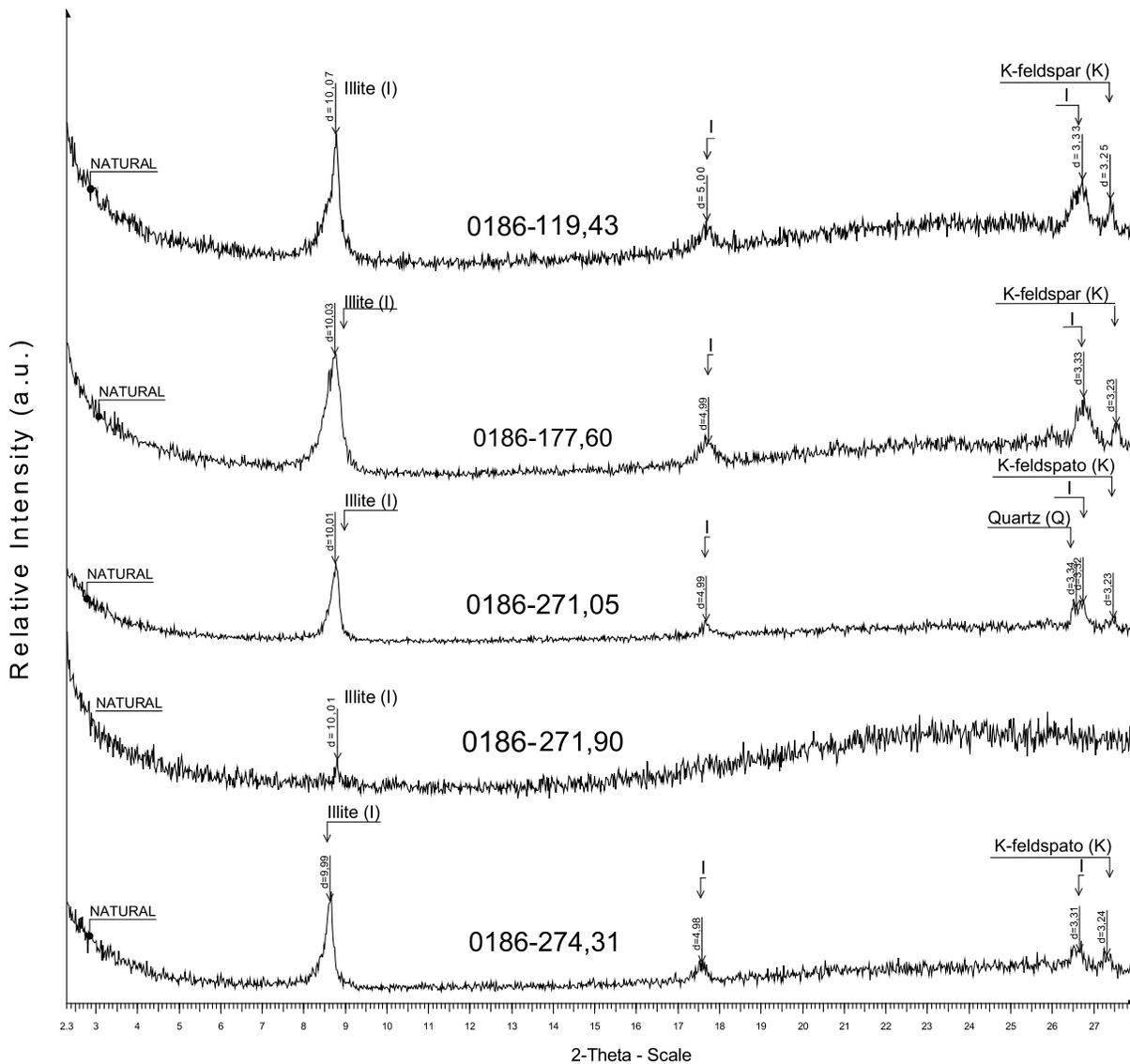
Valores de distancia interplanar para cada muestra analizada a partir de DRX

Muestra	dÅ		
	Natural	Glicolada	Calcinada
0186-119,43	10,07	10,06	10,00
0186-177,60	10,03	9,99	9,99
0186-271,05	10,01	10,01	10,03
0186-271,90	10,01	9,99	9,99
0186-274,31	9,99	9,99	9,99

Nota: Los valores obtenidos de distancia interplanar corresponden a la illita pura.

Figura 21

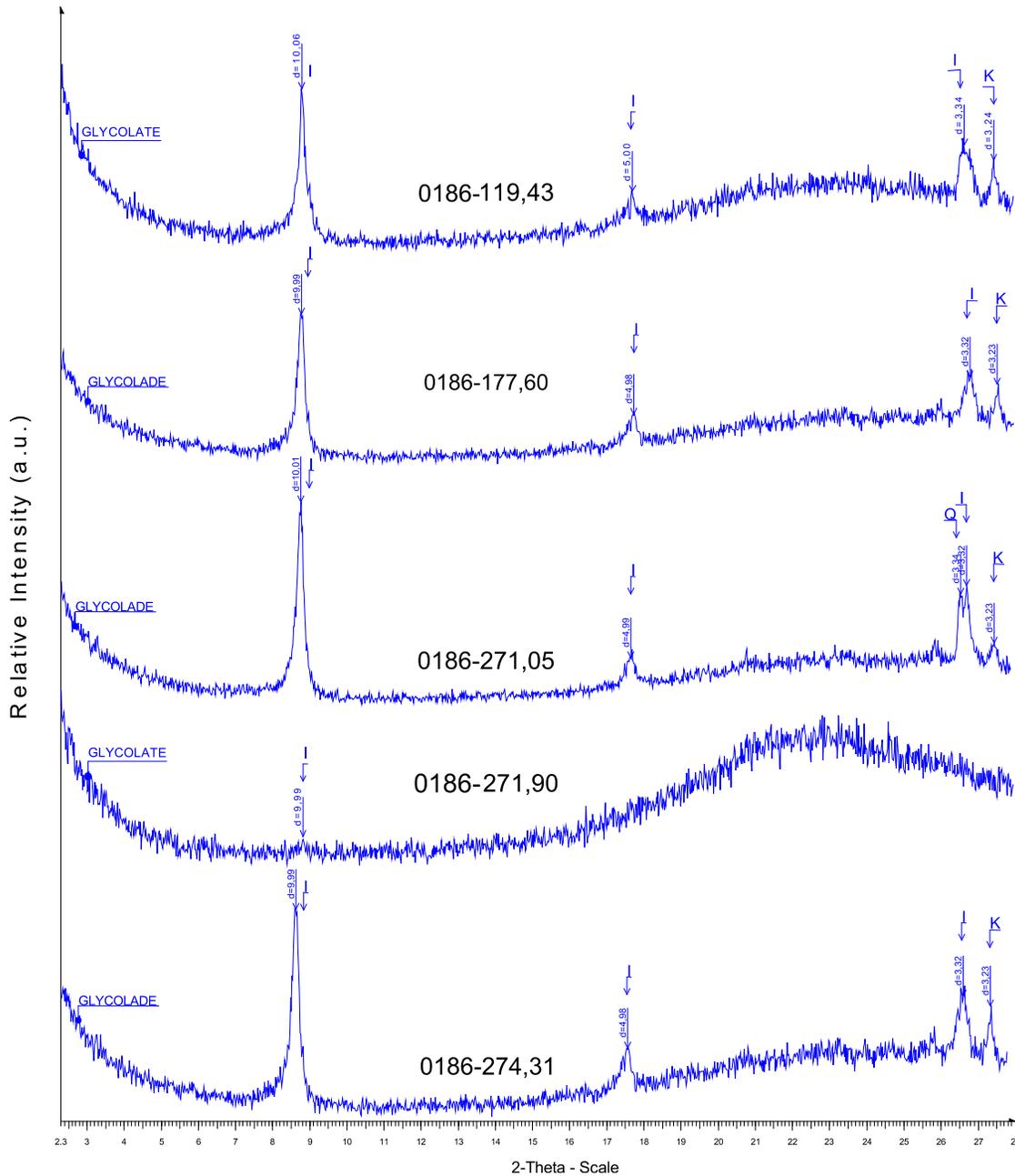
Difractogramas de rayos x para cada una de las muestras analizadas al natural



Nota: Gráfico comparativo entre los difractogramas al natural para cada muestra. Los valores obtenidos de distancia interplanar, en promedio de 10Å indican la presencia de illita pura, como único argilomineral. También se identifica un segundo y tercer orden presentado por los picos más pequeños.

Figura 22

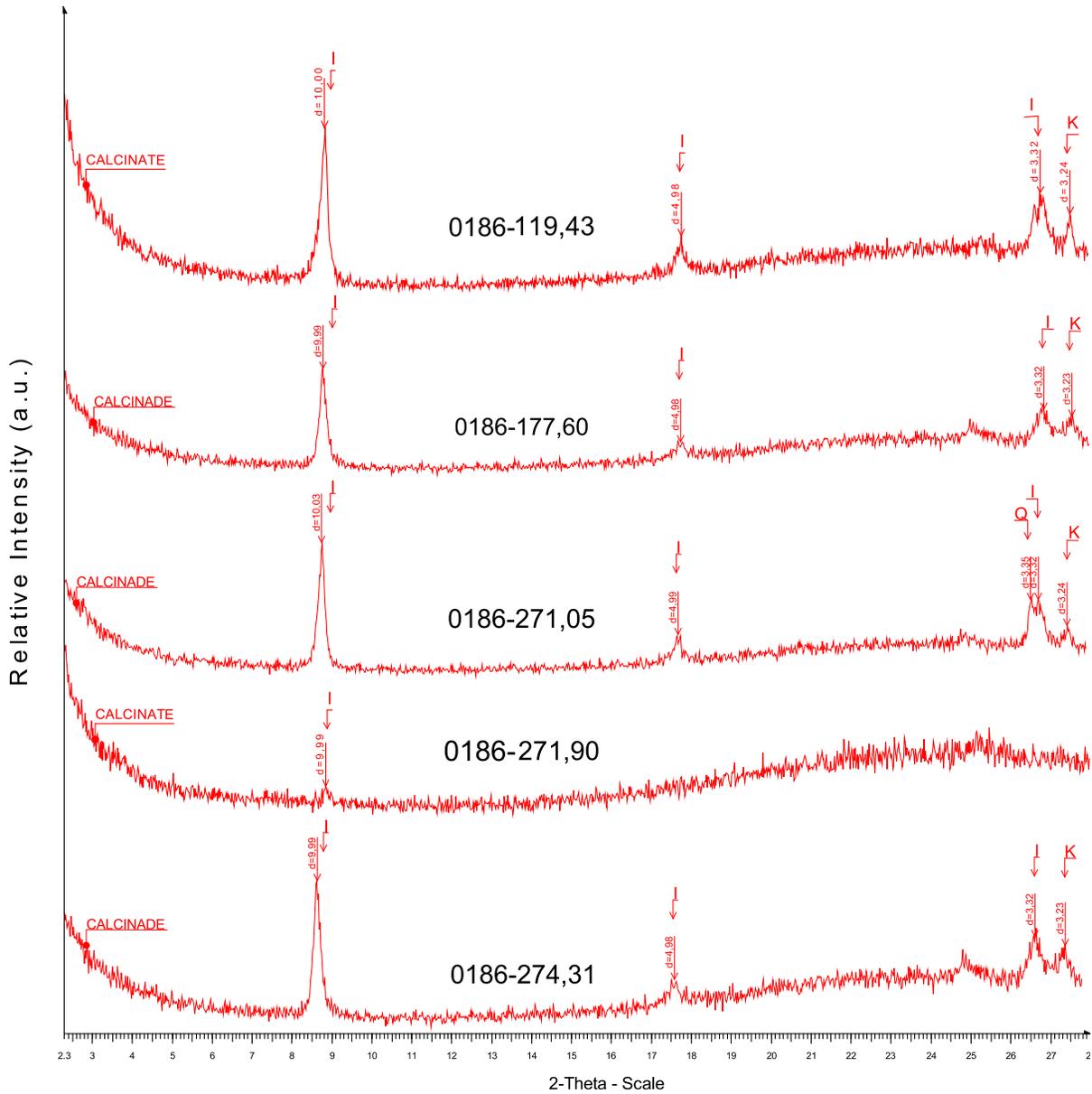
Difractogramas de rayos x para cada una de las muestras glicoladas



Nota: Grafico comparativo entre los difractogramas obtenidos después de un proceso de glicolado en las muestras, mostrando como resultado que la arcilla no son expansivas ya que presentan valores idénticos al análisis natural.

Figura 23

Difractogramas de rayos x para cada una de las muestras calcinadas



Nota: Grafico comparativo entre los difractogramas obtenidos después de un proceso de calcinado a una temperatura aproximada de 550°C. Se evidencia un comportamiento semejante para cada muestra y ninguna variación en la distancia interplanar respecto al natural.

8.1.4 *Microscopia electrónica de Barrido (MEB)*

Mediante el análisis de microscopia electrónica de barrido en modo SEI, en inglés Secondary electrons Images, se obtiene una imagen de la morfología cristalina de los minerales de mena y ganga presentes en la muestra y se definen las relaciones mineralógicas entre sí.

Distribuidos en forma diseminada y de venas pervasivas en la roca encajante, se encuentra una asociación estable de illita, cuarzo y carbonatos, minerales que marcan una alteración hidrotermal dada bajo condiciones de pH neutro-alkalino. Acompañados de una mineralización económica de Pb y Zn, es decir, galena y esfalerita respectivamente, junto con cantidades mínimas de pirita restringida a la muestra 0186-119,43.

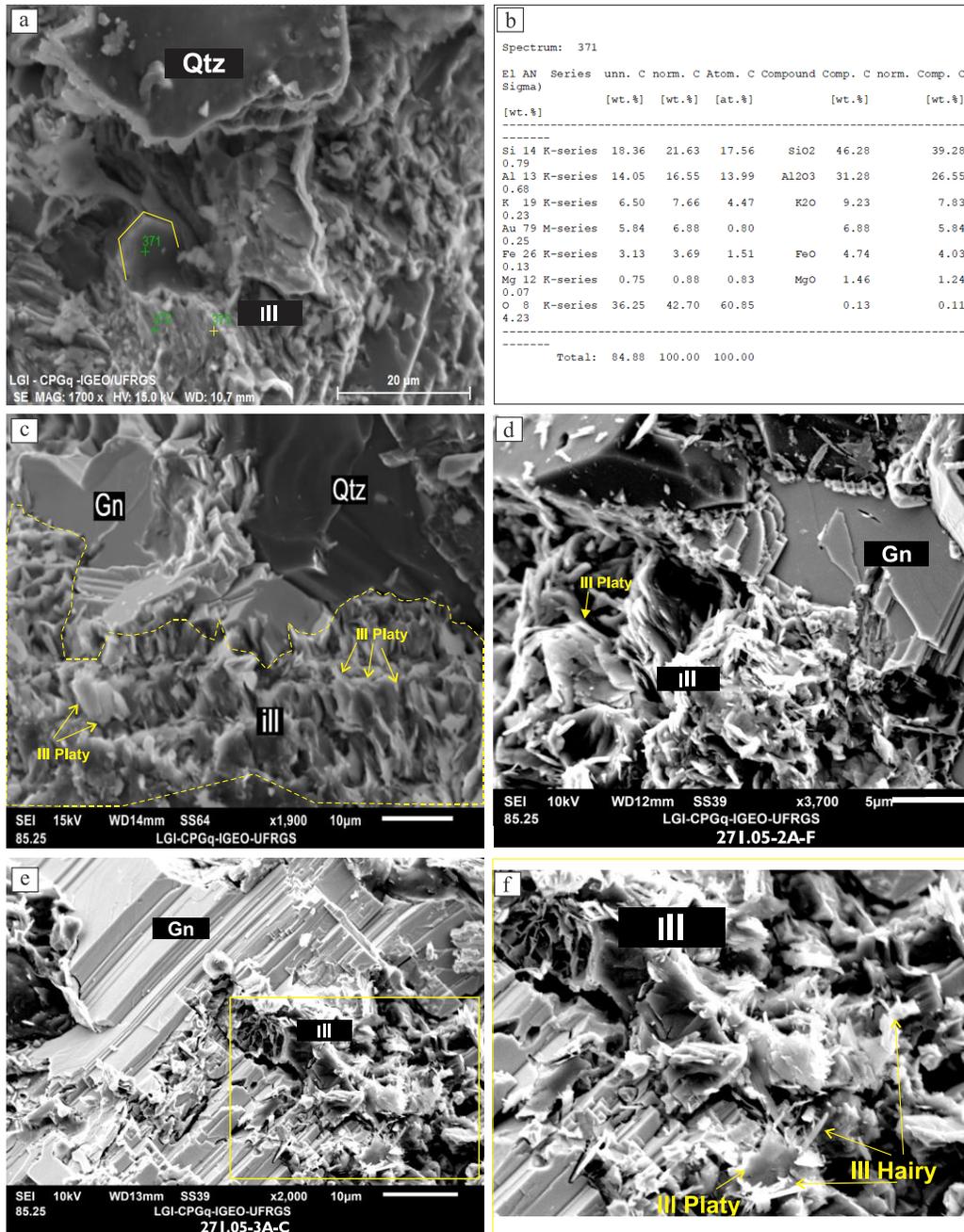
La illita por su carácter pervasivo es uno de los componentes de alteración mayoritarios en las muestras. Presenta una morfología variada que va desde cristales hojosos hexagonales denominados illita *platy*, hasta cristales con hábito capilar elongados y delgados con terminaciones agudas denominados illita *Hairy* (Meunier y Velde, 2004) (Figura 24).

Los cristales de illita *platy* o politipo 2M1, se desarrolla en hojuelas hexagonales a pseudo-poligonales inferiores a 10 μ m, que bajo condiciones adecuadas de pH y temperatura alteran los feldespatos presentes en la roca encajante y su vez dentro de las venas consume los cristales de galena, esfalerita I y esfalerita II, (Figura 24.c). En los bordes presenta un sobrecrecimiento del politipo de illita 1M o illita *hairy*, denotando una temporalidad posterior a los minerales mena, pero anterior a la illita 1M (Figura 24.e, f).

Carbonatos hidrotermales se asocian con la illita en la denominada Fase IV, (Tabla 3). Se identifican por su distribución al interior de las venas, cristalizando en los bordes o de forma intersticial con otros minerales (Figura 26. c, d).

Figura 24

Imágenes de Electrones Secundarios, destacando los politipos de Illita

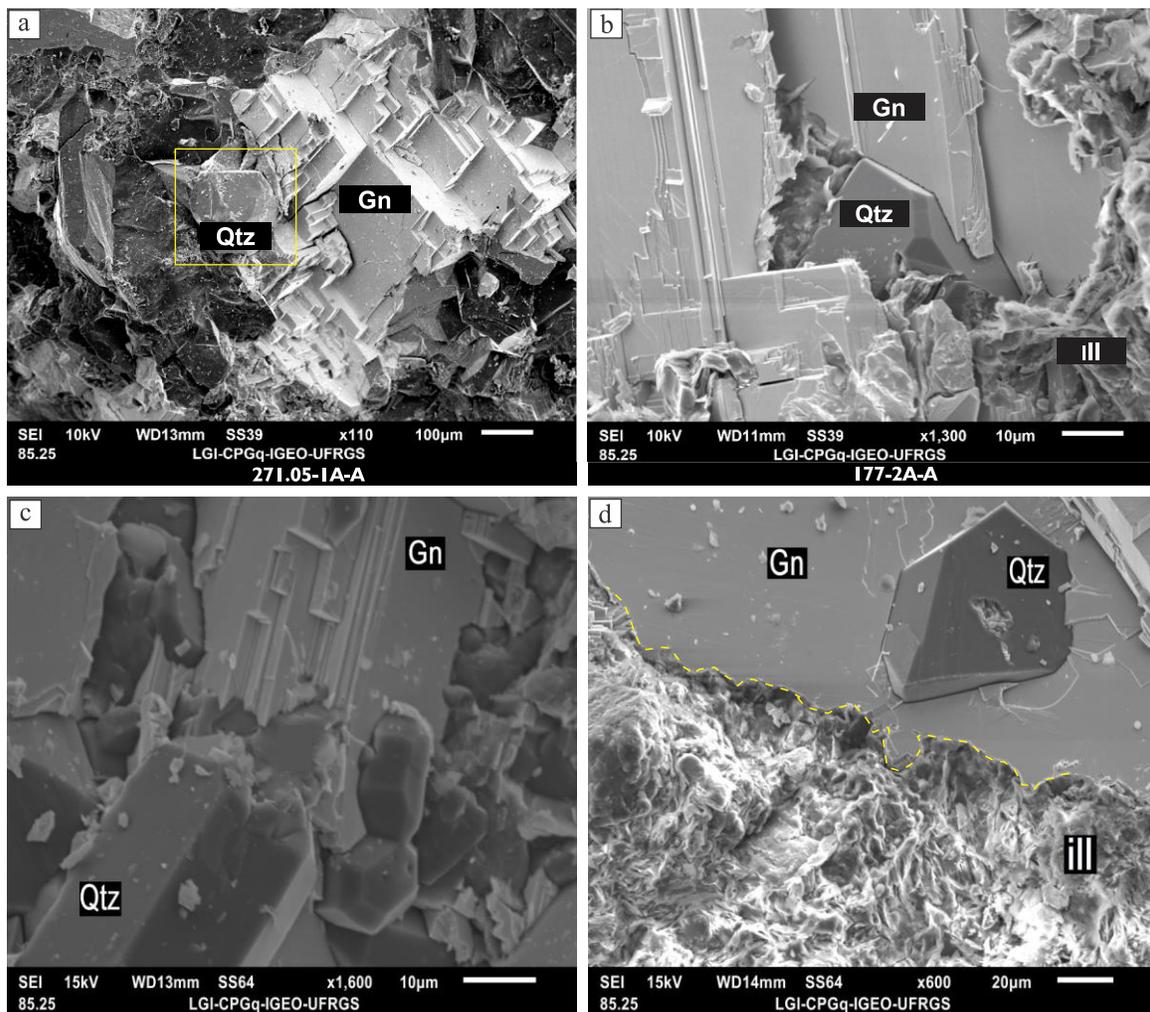


Nota: Imágenes obtenidos por medio de (SEI), confirmando la presencia de illita y a su vez exhibiendo las variedades morfológicas de esta: politipo hexagonal *Platy* o 2M1 y, politipo capilar *Hairy* o 1M. [b] indica composicionalmente la presencia de illita.

Al interior de las venas, se identifica la presencia de cuarzo hidrotermal, con cristales de tamaños milimétricos y crecimiento euhédrico sincrónico con la formación de galena, (Figura 25), marcando una asociación mineralógica dentro de una fase III, definida en la (Tabla 3).

Figura 25

Imagen de electrones secundarios para cuarzo, galena e illita



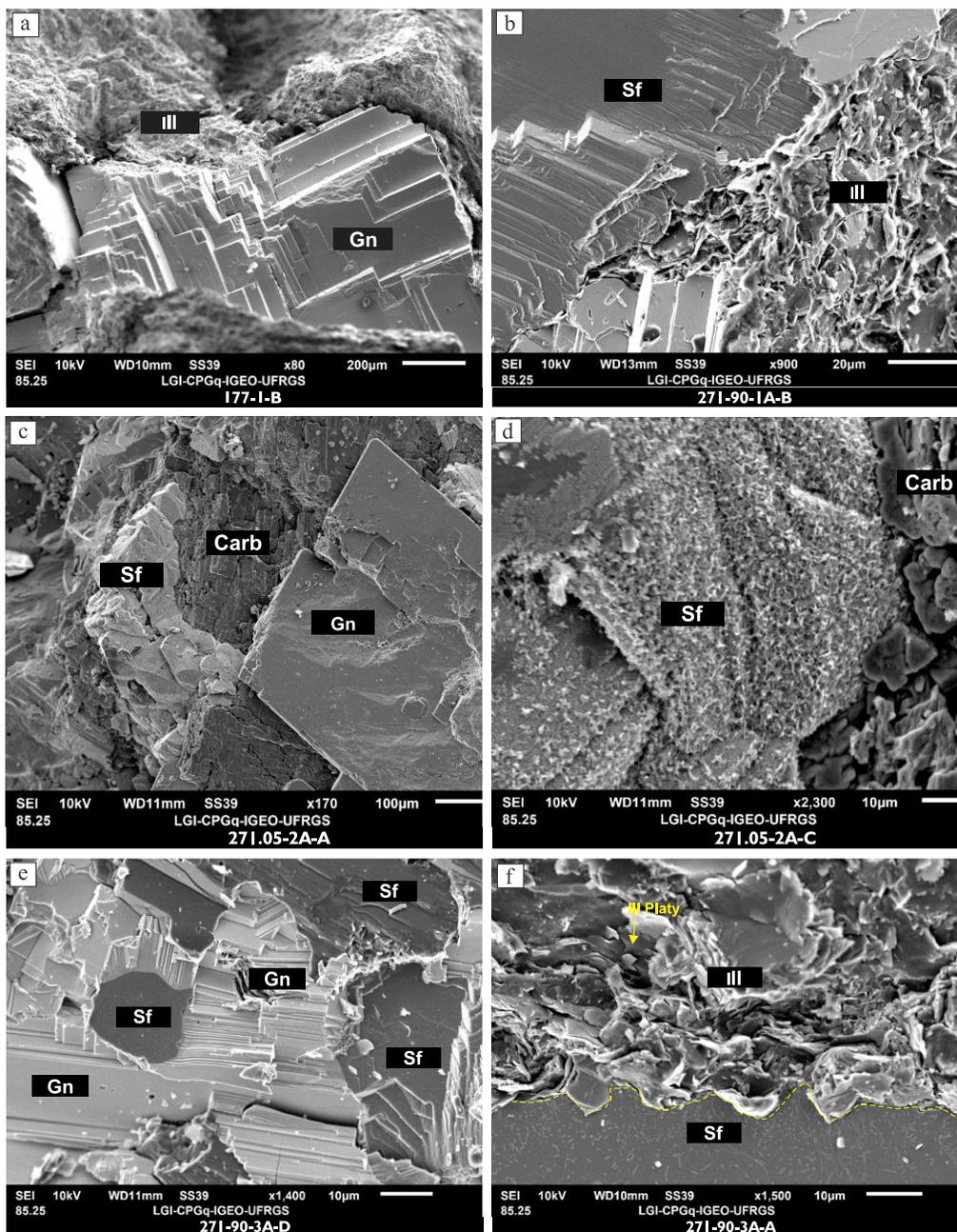
Nota: [a-b-c] crecimiento de galena euhédrica sincrónica con cuarzo hidrotermal exhibiendo un perfecto hábito prismático. [d] Bordes de disolución indicando la alteración de la illita hacia la galena y por ende una fase posterior a la formación de este.

En cuanto a los sulfuros, la galena se desarrolla en cristales principalmente cúbicos euhedrales de tamaños milimétricos, coexistiendo con cuarzo hidrotermal, como se menciona previamente. Presenta una temporalidad post- a la formación de la esfalerita I, evidenciada por la relación de contactos entre sí en la que la galena parece consumir la esfalerita (Figura 27.b). Así mismo la galena es corroída por la illita en una fase tardía. (Figura 25.d).

Mediante el uso de la MEB no es posible diferenciar entre la esfalerita I y la esfalerita II, sin embargo, se reconoce la presencia de este mineral por el desarrollo de cristales milimétricos subhedrales, altamente corroídos por minerales de alteración como illita, carbonatos y en menor grado galena, (Figura 26). Por otra parte, la pirita se identifica por medio del espectro composicional 411 en la muestra *0186-119.43* dentro de las venas mineralizadas, coexistiendo con la esfalerita I y siendo afectada por los carbonatos y la illita (Figura 27.c, d)

Figura 26

Imagen de Electrones Secundarios: Relación espacial entre galena, esfalerita, illita y carbonatos



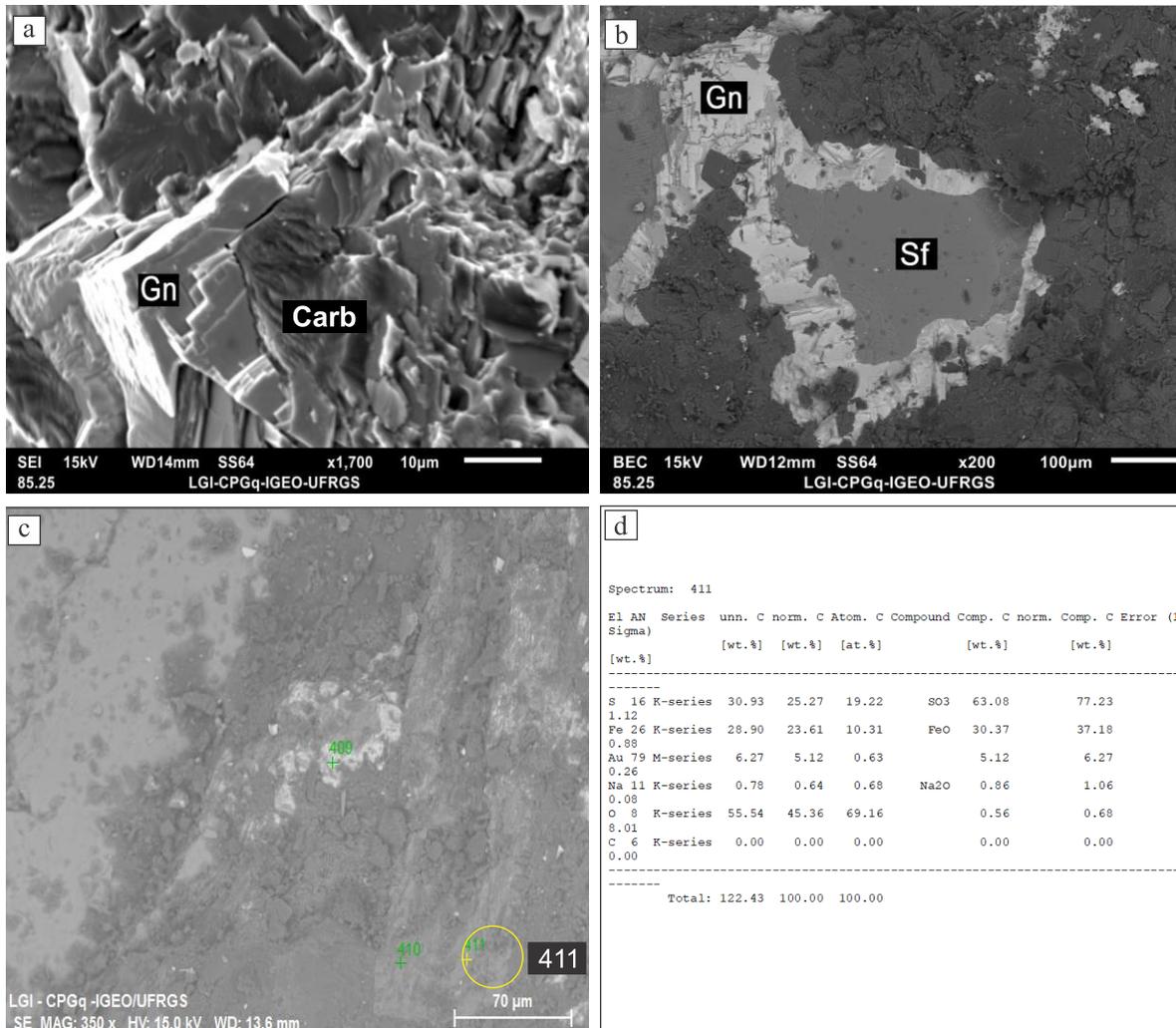
Nota: [a] Cristal de galena con exfoliación cúbica perfecta, alterándose por illita. [b] Esfalerita siendo corroída por illita. [c] esfalerita alterándose por los carbonatos y estos a su vez aparentemente contemporáneos con la galena. [d]

Crecimiento de illita en la superficie de la esfalerita. [e] Texturas de disolución donde la galena consume la esfalerita.

[f] Contacto de disolución entre esfalerita e illita, esta última con cristales *platy*.

Figura 27

Imagen de electrones secundarios: galena, esfalerita, pirita, carbonatos



Nota: [a] Cristal de galena cúbicos en contacto con carbonatos. [b] Textura de disolución en los bordes entre galena y esfalerita. [c-d] Espectro composicional indicando la presencia de galena en la muestra 0186-119,43.

9. Discusiones

Al analizar las fases mineralógicas de mena en las muestras se identificó, cristalizando al interior de venas, una cantidad significativa de sulfuro de Pb y sulfuro de Zn (Galena - Esfalerita) y, de forma restringida a la muestra *0186-119,43* una mínima cantidad de pirita. Se observó por medio de imágenes de electrones secundarios (SEI) una textura de disolución dominante en la que la galena consume los bordes de la esfalerita dejando contornos cóncavos e irregulares, (Figura 26). Por otro lado, la pirita ocurre asociada con la esfalerita y texturalmente se reconoce por presentar brechas muy finas controladas por el paso de fluidos y la precipitación de venas carbonáticas, (Figura 20). Estos resultados indican que coexisten tres especies minerales rellenando las venas en una asociación dada por esfalerita + galena \pm pirita (Sp+Gn \pm Py), en la que la pirita y la esfalerita se agrupan dentro las fases iniciales de formación, y la galena por sus relaciones de contacto define una temporalidad ligeramente tardía respecto a los demás sulfuros. Estos resultados son respaldados Veigel y Dardenne (1990), Ribeiro (1991), Dorneles (1996) y Remus et al. (2000), quienes en sus investigaciones se refieren al cuerpo mineralizado Santa María como un depósito polimetálico con galena, esfalerita y ocasionalmente Cobre (Cu) como principales minerales mena. En tal sentido, al analizar los resultados se afirma la existencia de un cuerpo económico polimetálico de Pb y Zn formado en fases ligeramente contemporáneas.

La esfalerita, mineral mena de zinc, se presenta en dos generaciones ya definidas previamente: esfalerita I identificada bajo el microscopio por sus cristales translucidos, limpios, isótropos, con zonación tipo corona de color naranja, reflexiones internas y prácticamente puros; y la esfalerita II identificada por sus agregados negros que aparentemente sustituye los bordes de la esfalerita I y la galena; esta diferencia en las propiedades dentro del mismo mineral podría

indicar cambios en la fase de equilibrio del Fe-Zn-S-O de la esfalerita I. Una hipótesis establecida a partir de los resultados de petrografía óptica y los análisis composicionales de cada muestra (DRX) está asociada a un ligero enriquecimiento de hierro (Fe) en los fluidos hidrotermales que altera las propiedades de este mineral, esto según Barton et al. (1977), sustentado por la formación de Siderita (FeCO_3) en las venas de carbonatos, (Figura 19). Lo anterior es respaldado por análisis químicos realizados en las mismas muestras de este estudio por Petracco (2019), quien por medio de perfiles composicionales detecta un aumento del contenido de Fe poco homogéneo dentro de las venas carbonáticas. Por otro lado, a nivel de la esfalerita el porcentaje molar de FeS únicamente aumenta en la muestra 0186-199,43, mientras que en las demás tiende a una mínima disminución. Estas variaciones están acompañadas por un enriquecimiento de hasta 3% en peso en el contenido de cobre en sentido de las venas dando como resultado a la esfalerita II.

El análisis de los minerales de alteración presentes en el depósito permitió establecer la asociación illita + cuarzo + carbonatos. El cuarzo hidrotermal euhédrico cristaliza simultáneo con la galena. Por su parte, los carbonatos hidrotermales y la illita se encuentran rellenando pervasivamente las venas con texturas de alteración hacia el encajante y los minerales mena, lo que permitió inferir una fase tardía de formación. Carbonatos granulométricamente muy finos, están compuestos predominantemente por siderita (FeCO_3) y calcita (CaCO_3). Frente a lo mencionado, enriquecimientos de hierro en sistemas epitermales activos permite inferir isothermas bajas y un posicionamiento a las márgenes de este (Simmons y Browne, 2000).

La illita, como principal mineral de alteración, se caracterizó detalladamente y se obtuvieron difractogramas con valores de distancia interplanar en promedio de 10\AA , sin respuesta expansiva al interactuar con fluidos y sin cambios en su estructura al someterse a altas temperaturas; de igual manera, análisis en la morfología mediante imágenes de electrones

secundarios permiten identificar dos politipos de illita, denominados por Meunier y Velde (2004) como *hairy* (1M) que en este caso, muestra un crecimiento capilar desde los bordes del segundo politipo, denominado *platy* (2M1). Esto quiere decir que los fluidos hidrotermales circulan en el sistema bajo condiciones de pH y temperatura ideales para la formación de illita pura. Frente a lo mencionado, se establecen condiciones para los fluidos y ambiente de formación de pH que varían de neutro a alcalino (Meunier y Velde, 2004); así mismo, transiciones en la estructura, grado de cristalinidad y morfología de esta arcilla están condicionadas por variaciones en la temperatura (Ylagan et al., 2000), por lo tanto, para la formación del politipo 2M1 de illita se establece una temperatura alrededor de los 200 a 250°C que decrece al punto de formar el politipo 1M, propio de temperaturas que oscilan entre 160 y 200°C, (Meunier y Velde, 2004; Ylagan et al., 2000). Estos resultados son respaldados por Remus et al. (2000) quienes concluyen en su investigación que en esta área la temperatura de depositación de los minerales se da entre 210 a 300°C. Por otro lado Mercier-Langevin et al. (2014) y Simmons y Browne (2000) en sus trabajos indican que un origen de la asociación carbonatos + arcillas potásicas, se da bajo condiciones de pH neutro y una concentración alta de CO₂, dando soporte a lo planteado. Angileri (2013) mediante dataciones K-Ar del politipo de illita 1M le atribuye una edad de formación de 518 ±10 Ma. Mientras que Bicca, (2013) por medio de la datación de circones establece una edad máxima de depositación del grupo Santa Bárbara en las minas de Camaquã de 554Ma (grano de zircón más joven). De acuerdo con lo mencionado anteriormente e interpretando los resultados, se convalida las condiciones de formación de los minerales de alteración dentro de un grado de acidez de neutro a alcalino y temperaturas decrecientes desde los 250°C. La presencia de illita 1M indica la fase final del hidrotermalismo, es decir, que el fin del proceso hidrotermal mineralizador se da alrededor de los

518 Ma, aproximadamente 36 Ma después de la edad máxima de formación de las rocas sedimentarias hospederas (554Ma).

Los resultados obtenidos de asociación de alteración (Ill+Qtz+Carb), condiciones de pH (neutros a alcalinos) y temperatura ($\approx 250^{\circ}\text{C}$), se interpretan a partir del diagrama propuesto por Corbett y Leach (1998) (Figura 6), indicando que las muestras analizadas se formaron dentro de la zona de alteración hidrotermal argílica intermedia. Correlacionando esto, con la asociación de mineral mena (Sp+Gn±Py), porcentaje molar de FeS en la esfalerita de la muestra *0186-119,43* entre 0,740 y 0,089 (Petracco, 2019), firma isotópica consistente con mezcla entre fluidos magmáticos y meteóricos (Remus et al., 2000; Renac et al., 2014) y contexto geológico post colisional se puede interpretar el depósito Santa María como de intermedia sulfuración de tipo extensional, según la clasificación de Wang et al. (2019).

10. Conclusiones

Las muestras de sondaje suministradas por la compañía Nexa Resources, correspondientes al depósito Neoproterozoico polimetálico Santa María en el Área 1, minas de Camaquã, RS, Brasil, permitieron analizar las relaciones mineralógicas de los sulfuros y minerales de alteración, a través de una caracterización petrográfica que indica que la mineralización económica esfalerita + galena ± pirita se da en cuatro fases: La Fase 1 correspondiente a la depositación de los minerales diagenéticos; la Fase 2, donde un fluido hidrotermal mineralizador forma la asociación esfalerita I + pirita; la Fase 3, donde un segundo pulso da lugar a la formación de galena + esfalerita II + cuarzo ± carbonatos y la Fase 4: definida por la asociación illita (2M1, 1M) + cuarzo + carbonatos (Fe,Ca). Esto indica una sucesión de múltiples pulsos hidrotermales, bajo diversas condiciones geoquímicas.

Se identificaron propiedades petrográficas distintas para la esfalerita, por lo cual se subdividió en dos tipos: la esfalerita I, definida bajo el microscopio óptico por sus cristales translucidos, isótropos, con reflexiones internas y prácticamente puros; y la esfalerita II presente en agregados o microvénulas negras sustituyendo los bordes de la esfalerita I. Se estableció que dichos cambios en las propiedades ópticas están determinados no solo por la presencia de hierro, sino que además por la ganancia molar de Cu dentro de cada cristal de la esfalerita I, un proceso siempre asociado a las venas de carbonatos.

Se caracterizaron las arcillas presentes en cada una de las muestras mediante la técnica de difracción de rayos x, por el método de arcillas orientadas y se obtuvieron únicamente valores promedios de 10\AA de distancia interplanar para los análisis al natural, glicolado y calcinado, lo que concluye en la presencia de illita pura.

Por medio de imágenes de electrones secundarios se identificaron dos especies de illita. Un politipo hexagonal llamado *Platy* (2M1) y un segundo politipo de hábito capilar elongado denominado *Hairy* (1M), según la clasificación de Meunier y Velde (2004). La illita *platy*, por su buen grado de cristalinidad se dio aproximadamente entre 200 y 250°C, mientras que la illita *hairy* se formó entre los 160 y 200 °C, dentro de un ambiente neutro a alcalino. Adicionalmente, se observó que el politipo *hairy* crece desde los bordes de los cristales *platy*, indicando una disminución progresiva en la temperatura y por ende la fase final del hidrotermalismo. Correlacionando dichos resultados con dataciones K-Ar hechas para el politipo 1M por Angileri en el 2013, se dedujo que el fin del proceso hidrotermal mineralizador se da alrededor de hace 518Ma.

A partir de la asociación illita + cuarzo + carbonatos, se estableció que las muestras analizadas se formaron dentro de un sistema hidrotermal de alteración argílica intermedia.

Finalmente, la asociación de mena (Sp+Gn±Py), junto con la alteración (Ill+Qtz+Carb), condiciones de pH neutros a alcalinos, temperatura de formación de aproximadamente 250°C y porcentaje molar de FeS en la esfalerita, permitió definir que las muestras analizadas se formaron dentro de un sistema epitermal de intermedia sulfuración de tipo extensional, según la clasificación de Wang et al. (2019).

Referencias

- Angileri, A. (2013). Le dépôt sulfuré (Pb, Zn) de Santa Maria du district des Mines de Camaqua, RS, Brésil : Apport de datations K/Ar sur illites hydrothermales et U/Pb sur zircons dans l'élaboration d'un modèle métallogénique
- Barton, P. B., Bethke, P. M., & Roedder, E. (1977). Environment of ore deposition in the Creede mining district, San Juan Mountains, Colorado; Part III, Progress toward interpretation of the chemistry of the ore-forming fluid for the OH Vein. *Economic Geology*, 72(1), 1-24.
10.2113/gsecongeo.72.1.1
- Babinski, M., Chemale Jr, F., Van Schmus, W.R., Hartmann, L.A. and Silva, L.C. (1997) U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *J. South Amer. Earth Sci.*, v. 10, pp.
- Badi, W.S.R. (1983) Mineralizaçdo de chumbo e zinco em arenitos do distrito Camaquã-RS. Unpub. M.Sc. Thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil, 137p.
- Badi, W.S.R. and Gonzalez, A.P. (1988) Jazida de metais básicos de Santa Maria, Camaquã do Sul-RS. In: Schobbenhaus, C. and Silva Coelho, C.E. (Eds.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. DNPM/CVRD, Rio de Janeiro, RJ, v. 3, pp. 150-170.
- Bicca, M. M. (2013). Tectônica e proveniência do grupo Santa Bárbara, região de Minas do Camaquã-RS.

- Bicca, M. M., Chemale Jr.F., Jelinek, A. R., de Oliveira, C. H. E., Guadagnin, F., & Armstrong, R. (2013). Tectonic evolution and provenance of the Santa Bárbara Group, Camaquã Mines region, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 48, 173-192.
- Brindley, G. W. (1952). Identification of Clay Minerals by X-Ray Diffraction Analysis. *Clays and Clay Minerals*, 1(1), 119-129. 10.1346/CCMN.1952.0010116
- Brindley, G. W., & Brown, G. (1961). The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. Mineralogical Society, Clay Minerals Group.
- Camprubí, A., & Albinson, T. (2006). Depósitos epitermales en México: actualización de su conocimiento y reclasificación empírica. *Boletín De La Sociedad Geológica Mexicana*, 58(1), 27-81.
- Carvalho, E. C. B. (2016). Estudo de Impacto ambiental - Lavra de minério metálico a céu aberto com recuperação de área degradada Caçapava do Sul - RS. (). Porto Alegre:
- Castro, A. (2015). PETROGRAFÍA DE ROCAS ÍGNEAS Y METAMÓRFICAS (1st ed.). THOMSON PARANINFO, S.A., EDICIONES PARANINFO. S.A.
- Chemale Jr., F. et al. (1995) Stratigraphy and Tectonism of Precambrian to Early Paleozoic Units. XVIII Acta Geologica Leopoldensia, 42, 5-117.
- Clavijo, J. (2013). Caracterización de materiales a través de medidas de microscopía electrónica de barrido (SEM).3(3), 133-146.

- Corbett, G. J., & Leach, T. M. (1998). Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems: Structure, Alteration, and Mineralization. Society of Economic Geologists. 10.5382/SP.06
- Dorneles, N. T. (1996). Jazida Santa Maria. Unpub. Report, CBC. (). Porto Alegre, Brazil:
- Einaudi, M. T., Hedenquist, J. W., & Inan, E. E. (2003). Sulfidation State of Fluids in Active and Extinct Hydrothermal Systems: Transitions from Porphyry to Epithermal Environments. In S. F. Simmons, & I. Graham (Eds.), Volcanic, Geothermal, and Ore-Forming Fluids: Rulers and Witnesses of Processes within the Earth (pp. 285-313). Society of Economic Geologists. 10.5382/SP.10.15
- Fambrini, G.L.O. Grupo santa barbara (NeoproterozoicoIII) a norte do rio Camaquã , rio grande do sul, Brasil.2003. 243 f. Tese (Doutoramento) – Instituto de Geociencias, Universidade de São Paulo, são Paulo, 2003.
- Fambrini, G. (2006). Análise estratigráfica do Grupo Santa Bárbara (Ediacarano) na Sub-Bacia Camaquã Oriental, RS. Revista Brasileira De Geociencias, 36, 663-678.
- Fambrini, G., Janikian, L., Almeida, R., & Santos, A. (2007). Evolução Estratigráfica e Paleogeográfica do Grupo Santa Bárbara (Ediacarano) na Sub-bacia Camaquã Central, RS. Geologia USP - Serie Cientifica, 7(2)10.5327/Z1519-874X2007000200001
- Folk, R. L. (1974). Petrology of sedimentary rocks / Robert L. Folk. Hemphill Publishing Co.
- Fragoso-César, A.R.S. et al. (1984) A antefossa molássica do cinturão Dom Feliciano no escudo do Rio Grande do Sul. Congresso Brasileiro de Geologia, 33, 3272-3283.

- Fragoso-C., A. R. S., Almeida, R. P., Fambrini, G. L., Pelosi, A. P., & Janikian, L. (2003). A Bacia Camaquã: um sistema intracontinental anorogênico de rifts do neoproterozóico III-eopaleozóico no Rio Grande do Sul. UFRGS.
- Fragoso-Cesar, Fambrini, G. L., Paez de Almeida, R. P., & Romalio, A. (2000). The Camaquã extensional basin: Neoproterozoic to early Cambrian sequences in southernmost Brazil. *Revista Brasileira De Geociências*, 30(3), 442-445.
- Frank, H. T. (2014). Mineralogia I. Apostila de Mineralogia I . ().
- Harrell, J. (1984). A visual comparator for degree of sorting in thin and plane sections. *Journal of Sedimentary Research*, 54(2), 646-650. 10.2110/jsr.54.646
- Hartmann, L.A., Nardi, L.V.S., Formoso, M.L.L., Remus, M.V.D., Lima, E.F., Mexias, A.S., 1999. Magmatism and metallogeny in the crustal evolution of Rio Grande do Sul Shield, Brazil. *Pesquisas* 26 (2), 45–63.
- Hartmann, L. A. et al. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 47, n. 5, p. 829-844, 2000.
- Hartmann, L. A., Phillip, R. P., & Chemale JR, F. (2007). Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. Livro 50 anos geologia UFRGS (). Instituto de Geociências.

- Hartmann, L.A. et al. (2008) Detrital Zircon U-Pb Age Data and Precambrian Provenance of the Paleozoic Guaritas Formation, Southern Brazilian Shield. *International Geology Review* 50, 364-374.
- Hartmann, L.A. et al. (2011) Time frame of 753–680 Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny southern Brazilian Shield. *Gondwana Research* 19, 84-99.
- Instituto Brasileiro de Mineração, – IBRAM. (2012). Zinco. *Informações e Análises da Economia Mineral Brasileira - 7ª Edição* (pp. 62-65)
- investing.com. (2020). Futuros cobre. <https://es.investing.com/commodities/copper>
- Jackson, M. L. (1956). *Soil Chemical Analysis: Advanced Course*. University of Wisconsin. College of Agriculture.
- Koester E., Soliani Jr. E., Leite J.A.D., Hartmann L.A., Fernandes L.A.D., McNaughton N.J., Santos J.O.S., Oliveira L.D. 2001. SHRIMP U-Pb age for the emplacement of the Santana Granite and reactivation of the Porto Alegre Suture, southern Brazil. *J.Sou. Am. Earth Sci.*, 14:91-99.
- Laux, J. H., Lindenmayer, Z. G., Teixeira, J. B. G., & Neto, A. B. (2005). Ore genesis at the Camaquã copper mine, a neoproterozoic sediment-hosted deposit in Southern Brazil. *Ore Geology Reviews*, 26(1), 71-89. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2004.11.001>
- Leinz, V., Almeida, S.C. 1941. *Gênese da Jazida de Cobre de Camaquã*. Porto Alegre, Secretaria de Industria e Comércio do Rio Grande do Sul. DNPM. (Bol. n.8).

- Leinz, V., Almeida, S. C. Gênese da jazida de cobre "Camaquam", município de Caçapava - Rio Grande do Sul. Secretaria dos Negócios de Agricultura Indústria e Comércio do Estado do Rio Grande do Sul, DPM, Boletim nº 88, 1941, 56 p.
- Mercier-Langevin, P., Lafrance, B., Bécu, V., Dubé, B., Kjarsgaard, I., & Guha, J. (2014). The Lemoine Auriferous Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Chibougamau Camp, Abitibi Greenstone Belt, Quebec, Canada: Geology and Genesis*. *Economic Geology*, 109(1), 231-269. 10.2113/econgeo.109.1.231
- Meunier, A., & Velde, B. (2004). *Illite: Origins, evolution and metamorphism*. Springer Science & Business Media.
- Molano, M. J., & Mojica, B., J. (2004). APLICACIÓN DE LAS TÉCNICAS PETROGRAFICAS Y ANALÍTICAS EN LA CARACTERIZACIÓN DE DEPÓSITOS AURÍFEROS Y MATERIAL DE PROCESO. *Boletín De Geología*, 26(43), 127-139. 10.18273/revbol
- Paim, P. S. G., Chemale JR, F., and Lopes, R. C. (2000). Bacia do Camaquã. In: Holz, M., De Ros, L. F. (Eds). *Geología do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, Centro de Investigação do Gondwana. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p. 231-274.
- Paim, P. S. G. (2002). Minas do Camaquã, RS. Marco da história da mineração de cobre no Brasil. *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Brasília: BRASIL. (pp. 501-510). Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM)/Serviço Geológico do Brasil (CPRM).
- Paim, P. S. G., Junior, F. C., & Wildner, W. (2014). Estágios evolutivos da Bacia do Camaquã (RS). *Ciência e Natura*, 36(3), 183-193.

- Pérez-Monserrat, E. M. (2012). Técnicas de caracterización petrológicas (I): Microscopía Óptica de Polarización (MOP) y Difracción de Rayos X (DRX).
- Petracco, B. (2019). Estudo do estado de sulfetação por química mineral e microtermometria da esfalerita no sistema hidrotermal da jazida Santa Maria, Bacia do Camaquã/RS.
- Philipp R.P., and Machado, R., 2005, The Late Neoproterozoic granitoid magmatism of the Pelotas Batholith, southern Brazil: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 19, p. 461–478.
- Pirajno, F. (2008). *Hydrothermal processes and mineral systems*. Springer Science & Business Media.
- Powers, M. C. (1953). A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research*, 23(2), 117-119. [10.1306/D4269567-2B26-11D7-8648000102C1865D](https://doi.org/10.1306/D4269567-2B26-11D7-8648000102C1865D)
- Remus, M. V. D., Hartmann, L. A., McNaughton, N. J., Groves, D. I., & Reischl, J. L. (2000). Distal Magmatic-Hydrothermal Origin for the Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) Deposits, Southern Brazil [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)70094-0](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70094-0)
- Renac, C., Mexias, A. S., Gomes, M. E. B., Ronchi, L. H., Nardi, L. V. S., & Laux, J. H. (2014). Isotopic fluid changes in a Neoproterozoic porphyry–epithermal system: The Uruguay mine, southern Brazil <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2013.12.016>

- Ribeiro, M.J., Badi, W.S.R., Gonzalez, A.M., Licht, O.A.B. and Teixeira, G. (1980) Jazida Santa Maria, chumbo e zinco no Grupo Bom Jardim-RS. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camborió, SC. Anals, SBG, v. 3, pp. 1725-1742
- Ribeiro, M. J. (1991). Sulfetos em sedimentos detríticos Cambrianos do Rio Grande do Sul, Brasil.
- Robb, L. (2005). INTRODUCTION TO ORE-FORMING PROCESSES. *American Mineralogist*, 90(1), 276. 10.2138/am.2005.426
- Soliani Jr, E. (1986) Os dados geocronológicos do Escudo Sul Riograndense e suas implicações de ordem geotectônica. Unpublished Ph.D. Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil, 239p.
- Sillitoe, R. H., & Hedenquist, J. W. (2005). Linkages between Volcanotectonic Settings, Ore-Fluid Compositions, and Epithermal Precious Metal Deposits. In S. F. Simmons, & I. Graham (Eds.), *Volcanic, Geothermal, and Ore-Forming Fluids: Rulers and Witnesses of Processes within the Earth* (pp. 0). Society of Economic Geologists. 10.5382/SP.10.16
- Simmons, S. F., & Browne, P. R. L. (2000). Hydrothermal Minerals and Precious Metals in the Broadlands-Ohaaki Geothermal System: Implications for Understanding Low-Sulfidation Epithermal Environments. *Economic Geology*, 95(5), 971-999. 10.2113/gsecongeo.95.5.971
- Souza, J. C. (2020). Geologia, mineralogia e química mineral do depósito intermediate sulfidation Santa Maria, Minas do Camaquã – RS.

- Teixeira G., Gonzales A.P., Gonzales M. A., Licht O.A.B. 1978a. Situação das Minas do Camaquã. Rio Grande do Sul. Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia. 1978. Recife. Volume 4. 1893-1902.
- Teixeira, G; Gonzales, A.P.; Gonzales, M.A.; Licht, O.B. 1978b. Contribuição ao estudo das mineralizações cupríferas disseminadas no Distrito das Minas do Camaquã. In: Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia. Recife. Sociedade Brasileiro de Geologia 4:1644-1654
- Teixeira, G. and Gonzales, M.A. (1988) Minas do Camaquã, município de Caçapava do Sul, RS. In: Schobbenhaus, C. and Silva Coelho, C.E. (Eds.), Principais Depósitos Minerais do Brasil, DNPM/CVRD, Rio de Janeiro, v. 3, pp. 33-41.
- The London Metal Exchange. (2020). Metals. <https://www.lme.com/Metals>
- Travassos, R., Dantas, E., Boniatti, J., Fruchting, A., Lago, S., Neto, F., & Freitas, R. (2014). Aeromagnetometria aplicada na interpretação estrutural regional do Escudo Sul-RioGrandense, RS10.22564/6simbgf2014.004
- U.S. Geological Survey. (1992). X-Ray Powder Diffraction [Abstract]. Usgs,
- U.S. Geological Survey. (2020a). Mineral commodity summaries 2020. (). Reston, VA: 10.3133/mcs2020 Retrieved from USGS Publications Warehouse <http://pubs.er.usgs.gov/publication/mcs2020>
- U.S. Geological Survey. (2020b). National Minerals Information Center. <https://www.usgs.gov/centers/nmic/minerals-yearbook-metals-and-minerals>

Universidad de los Andes. (2020). Microscopía de Barrido de Electrones (MEB).

<https://investigaciones.uniandes.edu.co/microscopio-electronico-de-barrido-meb/>

Veigel, R., & Dardenne, M. A. (1990). Paragênese e sucessão mineral nas diferentes etapas da evolução da mineralização Cu-Pb-Zn do Distrito de Camaquã, RS. *Revista Brasileira De Geociências*, 20(1-4), 55-67.

Wang, L., Qin, K., Song, G., & Li, G. (2019). A review of intermediate sulfidation epithermal deposits and subclassification. *Ore Geology Reviews*, 107, 434-456.

<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.02.023>

Wentworth, C. K. (1922). A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *The Journal of Geology*, 30(5), 377-392. 10.1086/622910

Ylagan, R. F., Altaner, S. P., & Pozzuoli, A. (2000). Reaction Mechanisms of Smectite Illitization Associated with Hydrothermal Alteration from Ponza Island, Italy. *Clays and Clay Minerals*, 48(6), 610-631. 10.1346/CCMN.2000.0480603

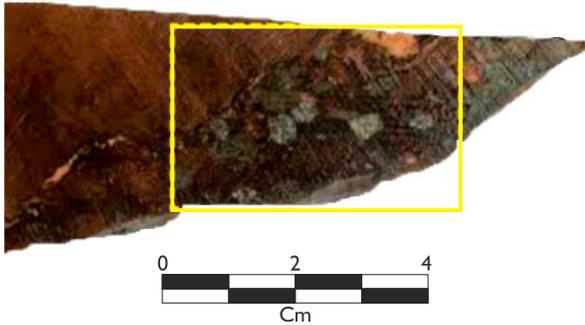
Apéndices

Apéndice A. Muestras de mano

Las rocas encajantes, en este estudio corresponden a rocas sedimentarias, por lo tanto, para definir características texturales como el tamaño de grano se toma como referencia a Wentworth (1922). Para definir el grado de redondez y esfericidad, Powers (1953). Harrell (1984) para identificar el grado de calibrado mediante una comparación visual. Color de la roca según la carta de colores de Munsell 2009. Demás criterios Folk (1974).

Nota: Las zonas resaltadas en amarillo corresponden a las áreas utilizadas en la fabricación de las secciones delgadas.

Muestra 0186-119,43

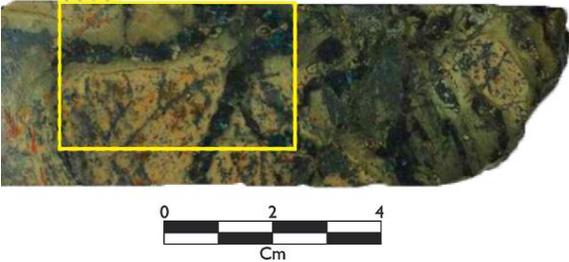
MUESTRA: 0186-119,43	
Núcleo: BRSMDD0186	Profundidad: 119,43 m
 <p>Descripción Roca Encajante: Arenisca subarcoseana de grano medio a fino, consolidada, de color 5R 3/4 dusky red a 10R 4/6 moderate reddish brown; cuenta con un</p>	<p>Descripción de la Mineralización: Discordante a la orientación principal de las capas se da lugar a una venulación incipiente de hasta 2 cm de espesor en la que cristalizan minerales de esfalerita, galena y pirita. En mayor proporción se reconocen cristales de esfalerita de coloración verde-amarillenta, sub a euhédrica de hasta medio centímetro; asociado a este se reconoce la presencia ocasional de pirita de aspecto anhédrico. Esta</p>

<p>grado de selección moderado, morfología de granos elongados con baja esfericidad - subredondeados; texturalmente submadura. Composicionalmente constituida principalmente por cuarzo, en menor proporción feldespatos, minerales pesados y micas.</p>	<p>asociación primaria es cortada por venas más finas de espesor variable no superior a 0.5 cm en el que cristaliza una segunda generación de esfalerita anhédrica de coloración negra acompañada de carbonatos, posible calcita. Se destaca la presencia de illita como principal mineral de alteración afectando la muestra.</p>
--	--

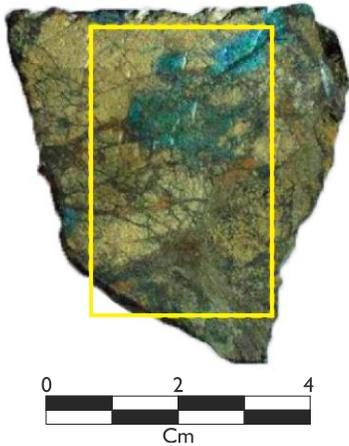
Muestra 0186-177,60

<p>MUESTRA: 0186-177,60</p>	
<p>Núcleo: BRSMDD0186</p>	<p>Profundidad: 177,60 m</p>
<div data-bbox="305 968 701 1230" data-label="Image"> </div> <div data-bbox="402 1247 597 1297" data-label="Image"> </div> <p>Descripción Roca Encajante: Arenisca subarcoseana de grano medio, consolidada, de color 10R 4/6 moderate reddish brown; cuenta con un grado de selección bueno, morfología de granos subangular a subesférico; textural y composicionalmente submadura. Composicionalmente constituida principalmente por cuarzo, en menor proporción feldespatos, minerales pesados y micas.</p>	<p>Descripción de la Mineralización: Se identifica una venulación incipiente que afecta el encajante alcanzando espesores entre 1 y 3 cm donde cristaliza en mayor proporción esfalerita verde y negra, esta última en mayor abundancia respecto a la muestra anterior. La esfalerita verde se presenta en cristales subédricos que alcanzan entre 0,3 y 0,5 cm de tamaño. En contacto se encuentran cristales euhédricos de galena con tamaño entre 0,5 y 1 cm.</p> <p>Un episodio tardío genera una venulación delgada que corta la vena principal, precipitando carbonatos, cuarzo y posiblemente siderita.</p>

Muestra 0186-271,05

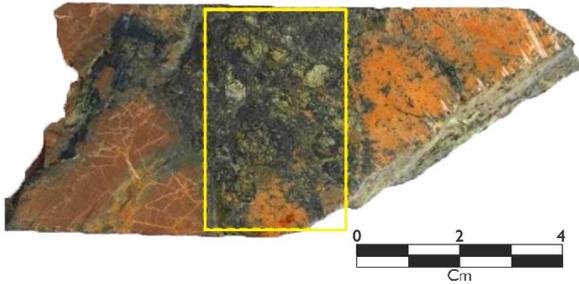
MUESTRA: 0186-271,05	
Núcleo: BRSMDD0186	Profundidad: 271,05m
 <p>Descripción Roca Encajante: No es posible la identificación de las características texturales de la muestra debido al alto nivel de alteración causado por la interacción de la roca encajante con diferentes episodios de flujo de fluidos hidrotermales y/o mineralizantes.</p>	<p>Descripción de la Mineralización: Se identifican venas pervasivas con espesores variables entre 0.5 y 2 cm, constituidas principalmente por esfalerita negra acompañada por esfalerita verde y en algunos sectores asociada con pirita. Se destaca la relación de contacto envolvente de la esfalerita negra a la esfalerita verde, con agregados de hasta 0,3 cm diseminados por la roca.</p> <p>En esta muestra se hace prominente un proceso de illitización en forma de venas delgadas bordeando la mineralización.</p>

Muestra 0186- 271,90

MUESTRA: 0186- 271,90	
Núcleo: BRSMDD0186	Profundidad: 271,90m
 <p>Descripción Roca Encajante: Para esta profundidad, en la muestra, no es posible la identificación de las características texturales debido al alto nivel de alteración.</p>	<p>Descripción de la Mineralización: La muestra exhibe como mineral principal esfalerita verde masiva, con cristales subédricos de hasta 2 cm; cortados por venas pervasivas compuestas de una segunda generación de esfalerita de color negro bordeando la esfalerita verde y en ocasiones reemplazando otros minerales. De igual forma, se identifican agregados de galena, subédrica, por veces envolviendo la esfalerita primaria; y una alta venulación compuesta por illita junto con posibles carbonatos.</p>

Muestra 0186- 274,31

MUESTRA: 0186- 274,31	
Núcleo: BRSMDD0186	Profundidad: 274,31m



Descripción Roca Encajante: Arenisca subarcoseana de grano fino, consolidada, de color 10YR 8/6 pale yellowish Orange a 10YR 6/6 dark yellowish orange; con buen calibrado, morfología de granos subredondeados a subesféricos; texturalmente madura, bien cementada. Composicionalmente constituida en mayor parte por cuarzo, en menor proporción feldespatos, minerales pesados y micas. Se encuentra altamente brechada por el proceso mineralizante y a su vez por la ilitización consecuente con el proceso de alteración.

Descripción de la Mineralización: En esta muestra se identifica como mineral principal esfalerita de coloración verde-amarillenta, con cristales de hasta 1 cm, euhédricos. Se resalta una venulación pervasiva que permite la cristalización de galena junto con una segunda generación de esfalerita, ambos cortando la esfalerita primaria. De forma más aleatoria se encuentra pirita bordeando la esfalerita. Una venulación muy fina, posterior, afecta la zona mineralizada y se depositan allí carbonatos.

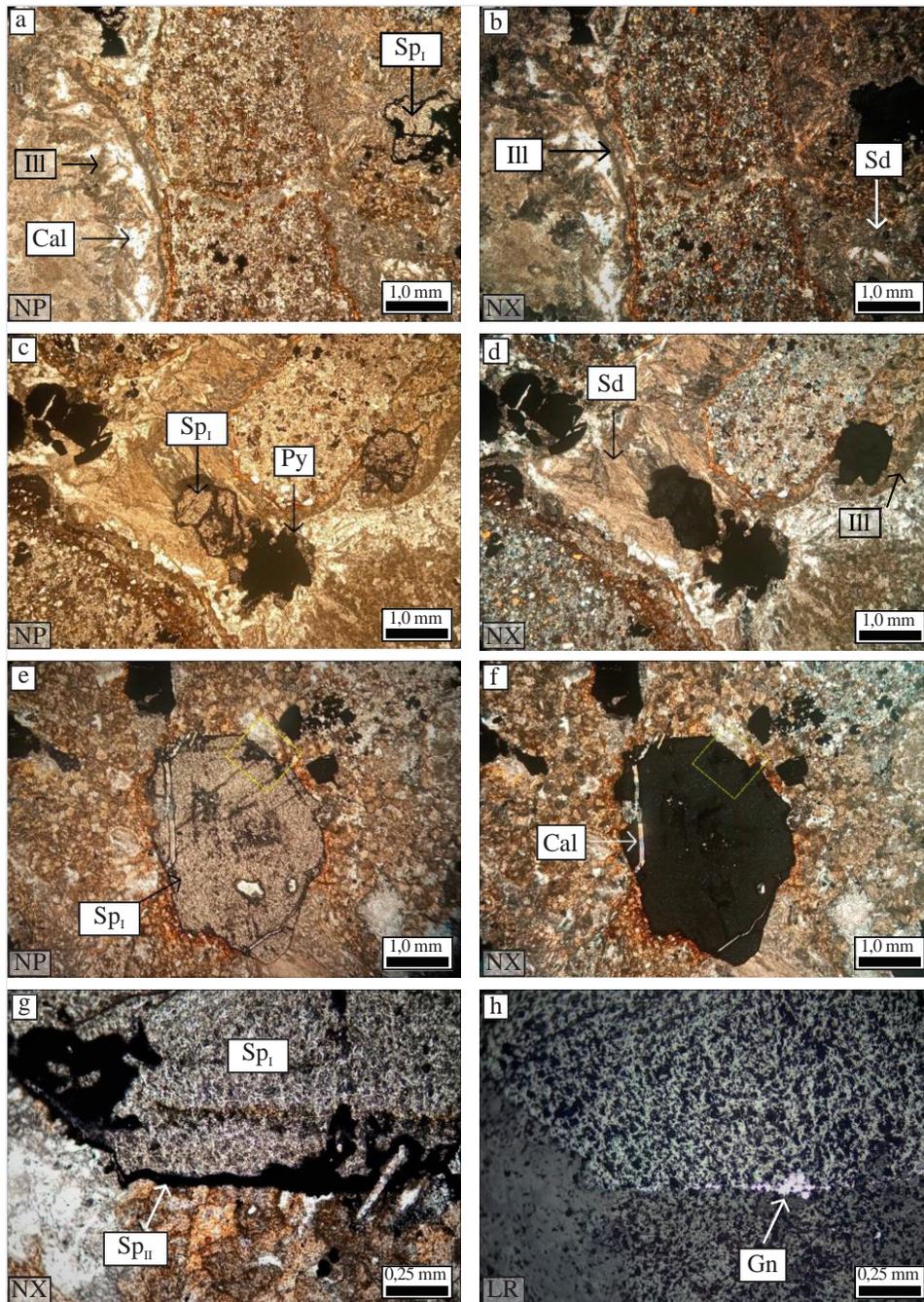
Apéndice B. Petrografía óptica

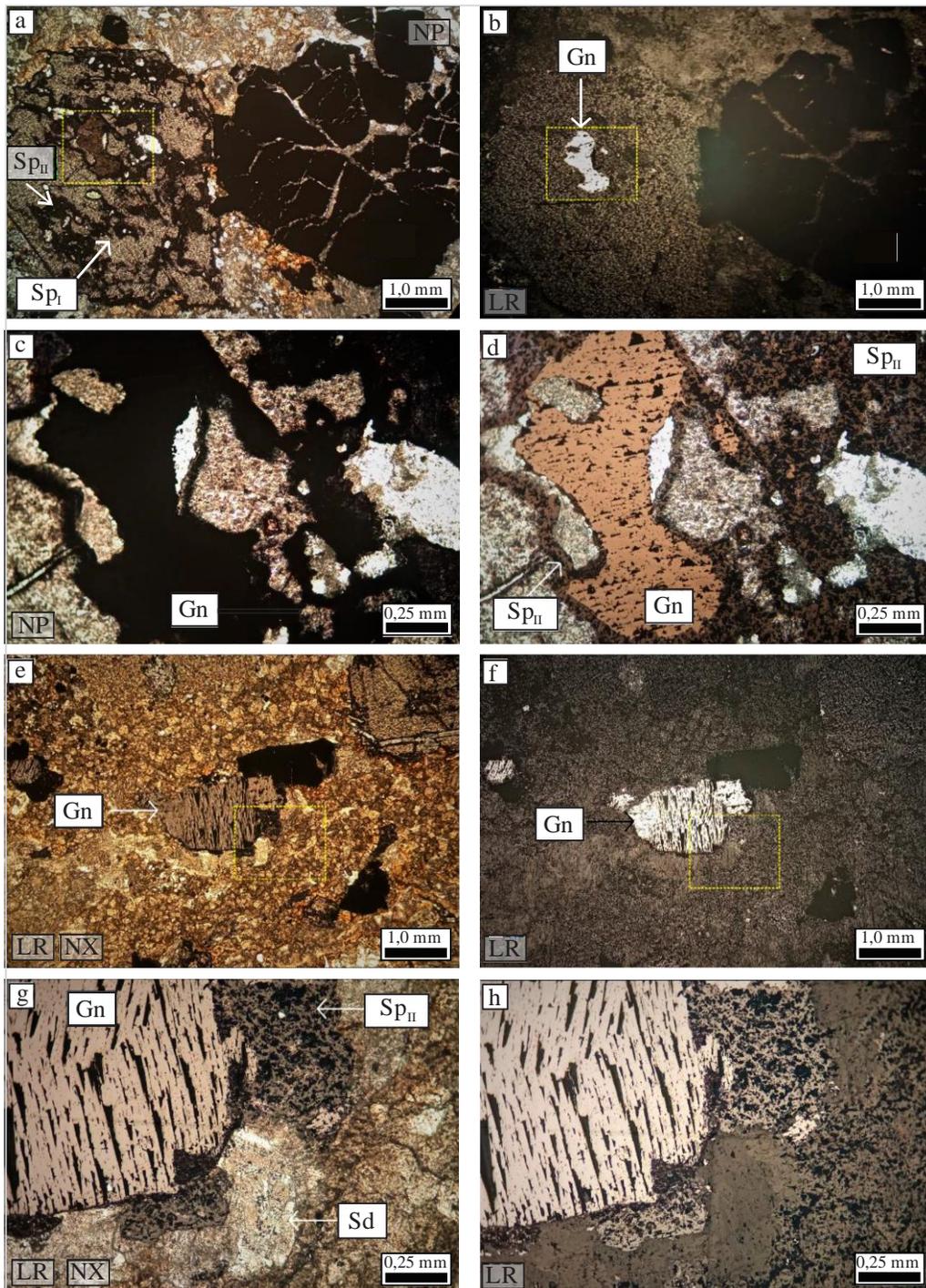
Muestra 0186-119,43

La sección delgada está constituida en un 70% por una vena mineralizada de aproximadamente 3 cm de espesor, que contiene, a modo general, esfalerita, galena, pirita, illita, siderita y calcita; el 30% restante corresponde a la roca encajante, es decir, una arenisca subarcoseana de grano medio a fino, mineralógicamente conformada por cuarzo, feldespatos, micas y minerales pesados en fracciones muy finas.

La vena principal, presenta prominentemente hacia los bordes una zonación continua de illita, caracterizada por conformar masas de agregados criptocristalinos de aspecto más o menos teñido de marrón-verde. En la parte interna la illita aparece acompañada de calcita y siderita anhédrica, bordeando los sulfuros.

- Esfalerita I: cristales de color verde-amarillento, subédricos de tamaños variables que pueden alcanzar hasta 3mm, relieve alto y exhibe unas reflexiones internas muy características en nicols cruzados. En ocasiones asociado con pirita. Por lo general esta esfalerita se encuentra bordeada por esfalerita II y galena, e inmersa en venas de illita – carbonatos.
- Esfalerita II: presenta color negro, tamaño fino y aspecto completamente anhédrico. Espacialmente se ubica siempre rodeando la esfalerita I, y alineada a la dirección del flujo hidrotermal al interior de las venas. En ocasiones asociada a galena.
- Galena: aparece en cristales opacos de tamaño variable no superior a 1mm, de aspecto anhédrico y espacialmente inmerso en los cristales de esfalerita I y II. En Luz reflejada los cristales exhiben la característica macla triangular del pulido.
- Pirita: cristales subédricos de tamaño variable hasta 3mm, de aspecto opaco, en ocasiones presenta un brechado y relleno de calcita. Espacialmente asociado a la esfalerita I.



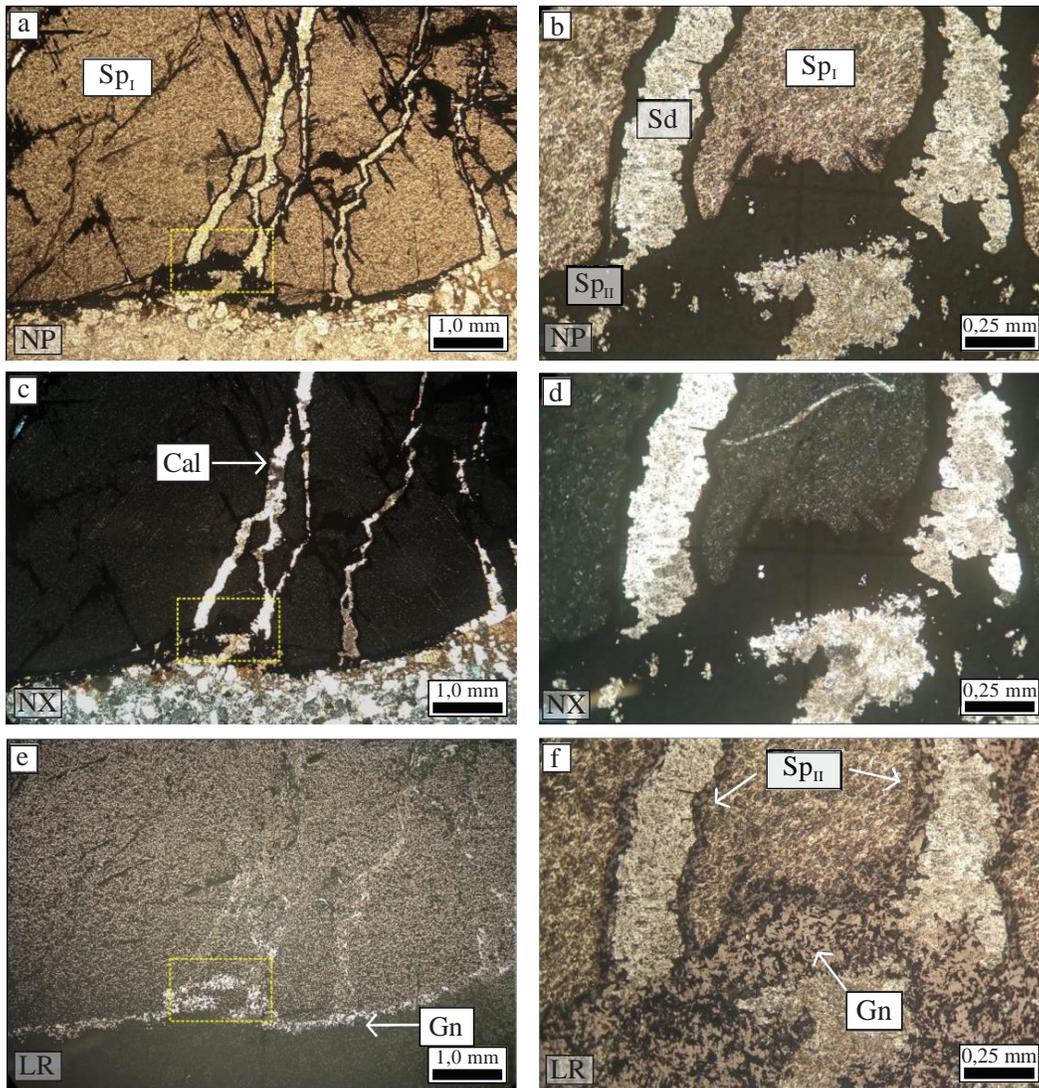


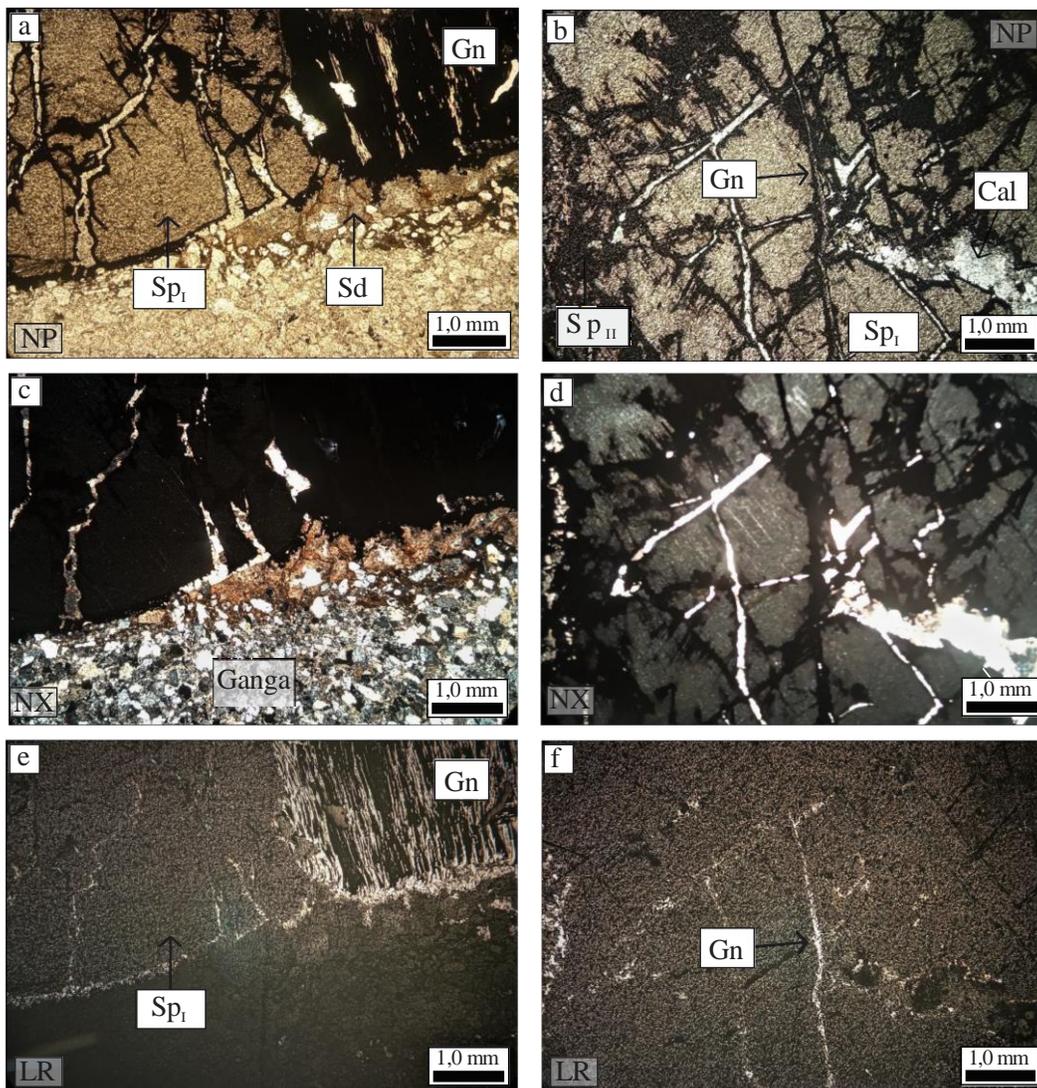
Muestra 0186-177,60

Esta sección delgada, comprende una vena con espesor variable entre 1 y 2 cm, dominada por esfalerita y galena, en menor proporción illita, feldspatos y cuarzo. La roca encajante consiste en una arenisca subarcoseana de grano medio y selección moderada, composicionalmente compuesta por cuarzo 80%, feldspatos 15% y el 5% restante entre micas y minerales pesados.

La principal fase carbonatada es dada por siderita y en menor proporción calcita, ambas asociada a illita.

- Esfalerita I: cristales de color verde-amarillento, subédricos de tamaños variables que pueden alcanzar hasta 6 mm, relieve alto y en nicoles cruzados exhibe reflexiones internas. En esta muestra la esfalerita es cortada de forma pervasiva por venas menores a 0,3mm compuestas de carbonatos, principalmente siderita. De igual forma, la esfalerita I se encuentra bordeada por esfalerita II.
- Esfalerita II: color negro, tamaño fino y aspecto masivo anhédrico. Espacialmente se ubica siempre rodeando la esfalerita I, y en contacto con el relleno de siderita y galena.
- Galena: se destaca por desarrollarse en cristales de tamaño superior a 1 mm, opacos, espacialmente en contacto con esfalerita I, esfalerita II y siderita. De igual forma se presenta como masas anhédricas de tamaño mínimo cortando cristales de esfalerita I.





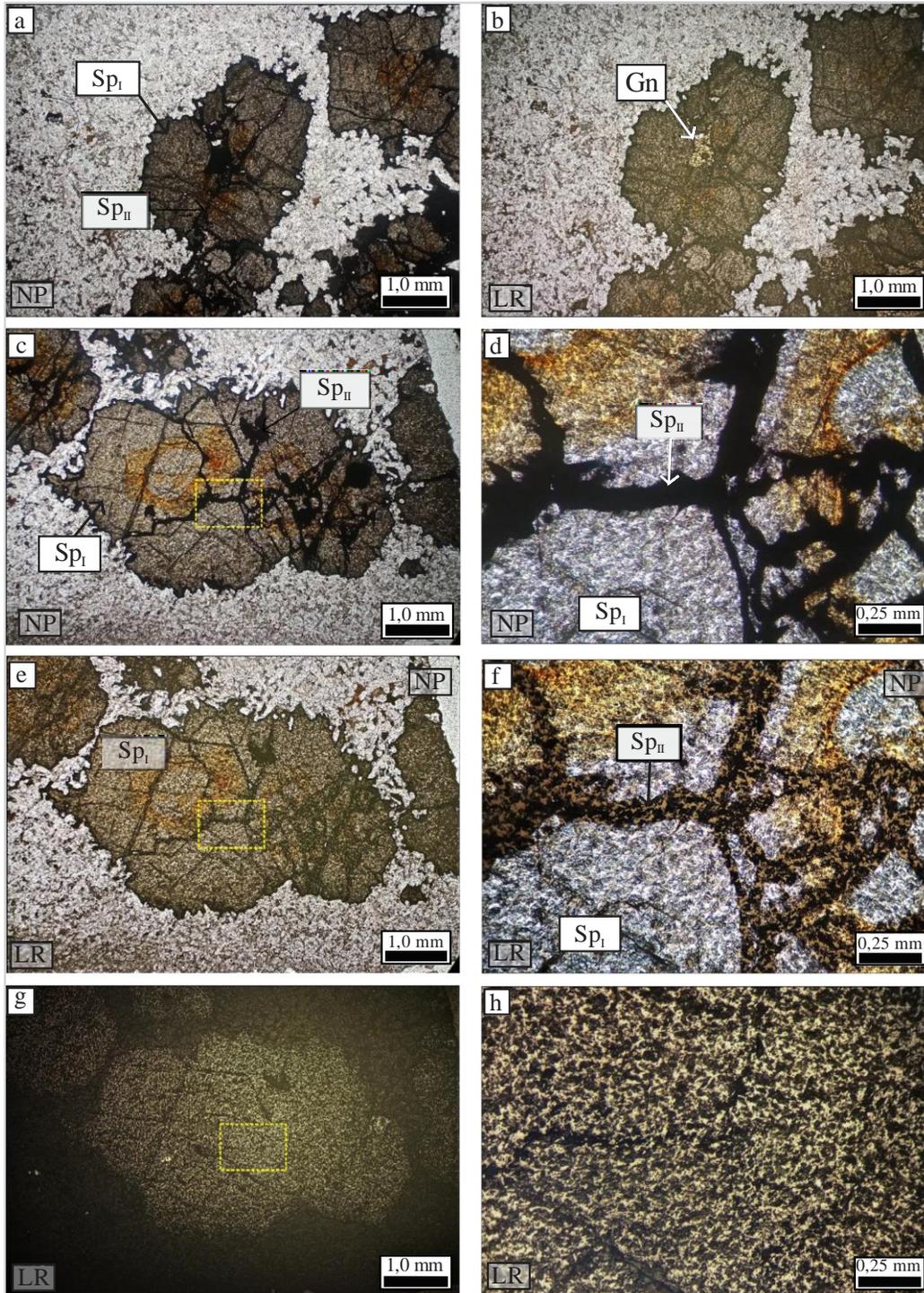
Muestra 0186-271,05

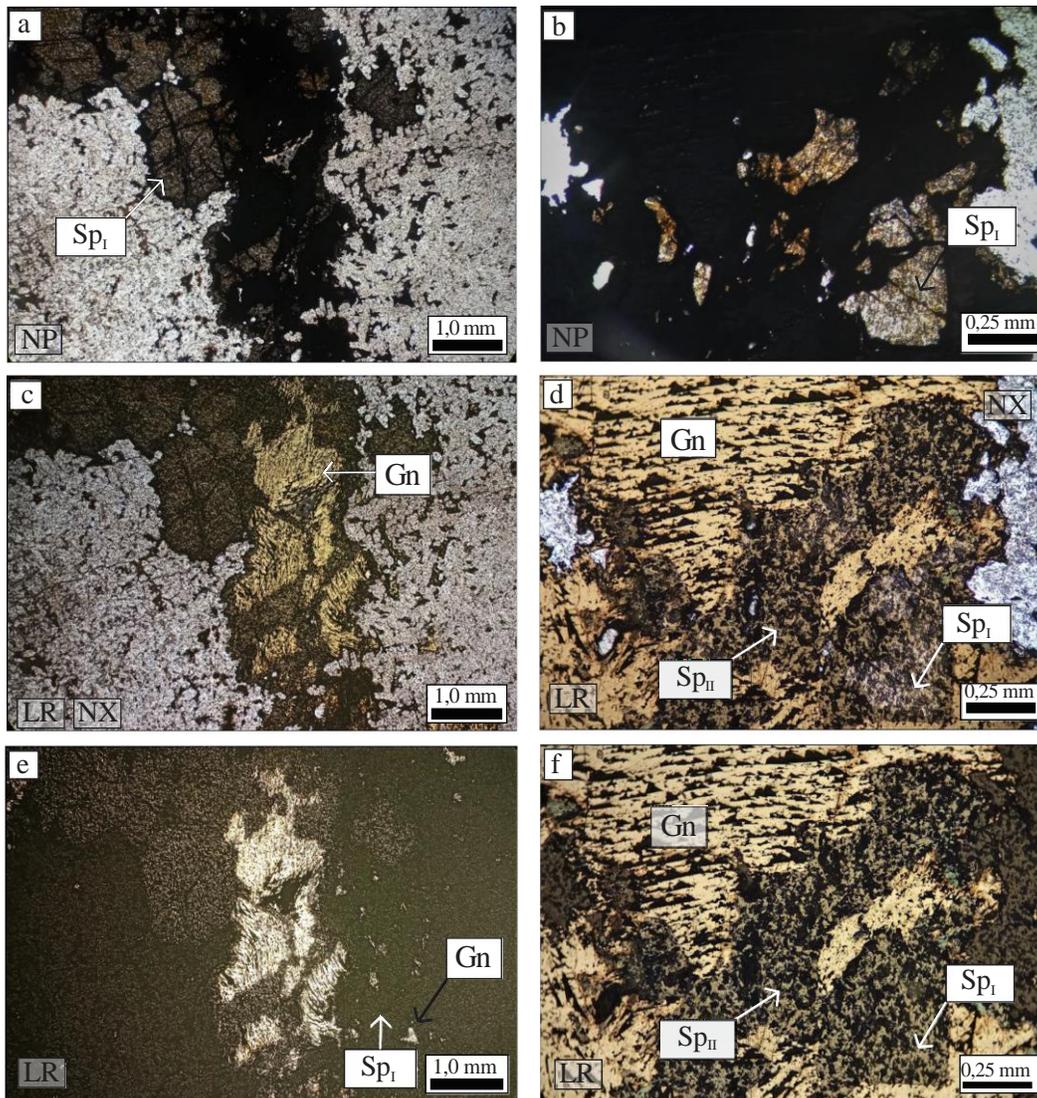
Esta sección corresponde a una muestra en condiciones avanzadas de alteración, por efecto de la circulación de fluidos hidrotermales que interactúan con la roca, alterando principalmente los feldespatos detríticos a argilominerales, en este caso illita, en un proceso conocido como hidrólisis. La composición del encajante por lo tanto es dominada por cuarzo e illita.

- Esfalerita I: exhibe cristales de color verde-amarillento, subédricos, de tamaños variables que pueden alcanzar hasta 5 mm, relieve alto y se destaca en varios cristales una corona de color

pardo-amarillento producto de variaciones en el contenido de hierro al interior del mineral. Espacialmente se encuentra inmersa en microcristales de cuarzo e illita y a su vez es cortada por esfalerita II y galena de forma subordinada.

- Esfalerita II: color negro en nicoles paralelos y color pardo bajo luz transmitida y reflejada a la vez, aspecto masivo anhédrico brechando la esfalerita I y de forma envolvente con la galena.
- Galena: se mantiene una tendencia en el aumento del tamaño de la galena con relación a muestras de menor profundidad. Se presenta como masas anhédricas asociada a esfalerita II y cortando cristales de esfalerita I.



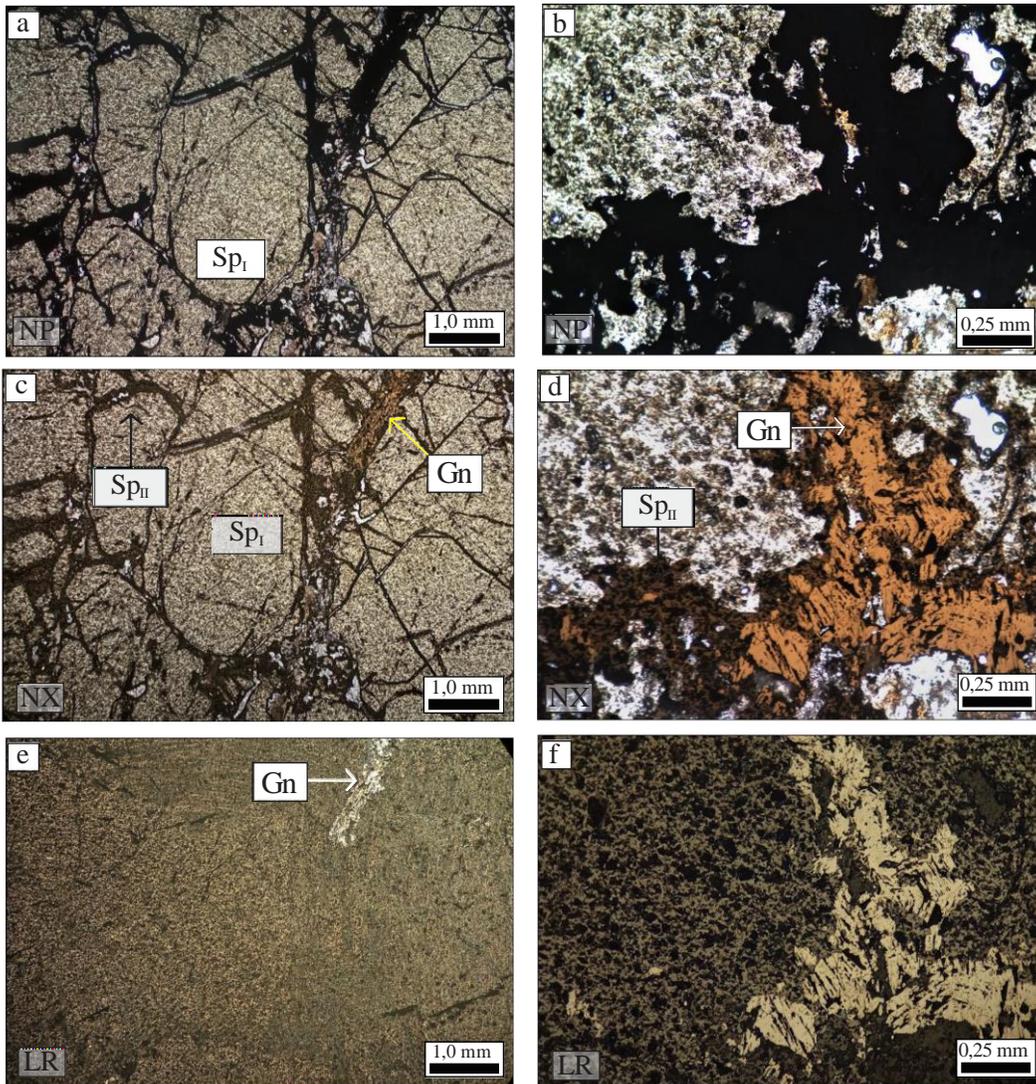


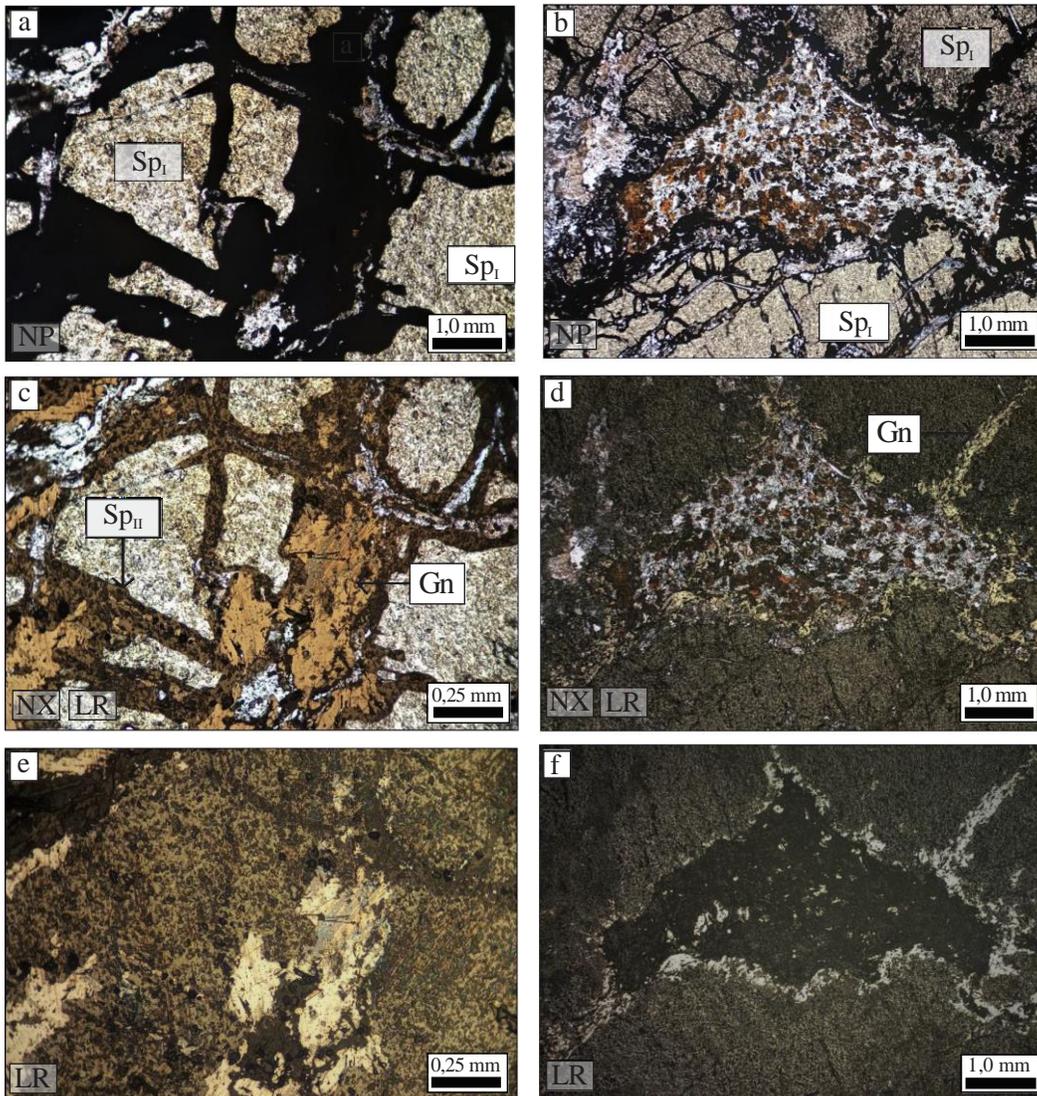
Muestra 0186-271,90

Esta sección está constituida por una vena mineralizada dominada por esfalerita - galena, y de forma subordinada venulaciones delgadas constituidas por carbonatos (siderita) e illita.

Debido al avanzado estado de alteración de la roca encajante no es posible distinguir sus características texturales, sin embargo, es evidente la transformación de feldespatos en illita, estos asociados con cuarzo.

- Esfalerita I: presenta cristales de color verde-amarillento, subédricos, de tamaños variables que pueden alcanzar hasta 1 cm. Es afectada por una venulación intensa de esfalerita II, galena y carbonatos (siderita), en dirección del flujo hidrotermal.
- Esfalerita II: al igual que en la muestra anterior, presenta color negro en nicols paralelos y color pardo bajo luz transmitida y reflejada a la vez; forma masas de cristales anhédricos que bordean la esfalerita I, y adicionalmente, se encuentra en contacto con galena y carbonatos.
- Galena: Exhibe cristales anhédricos de hasta 0,5 mm, opacos en luz natural y tonos claros en luz reflejada; los cristales de mayor tamaño exhiben la típica macla triangular generada en el proceso de pulido. Espacialmente se encuentra asociada a esfalerita II.

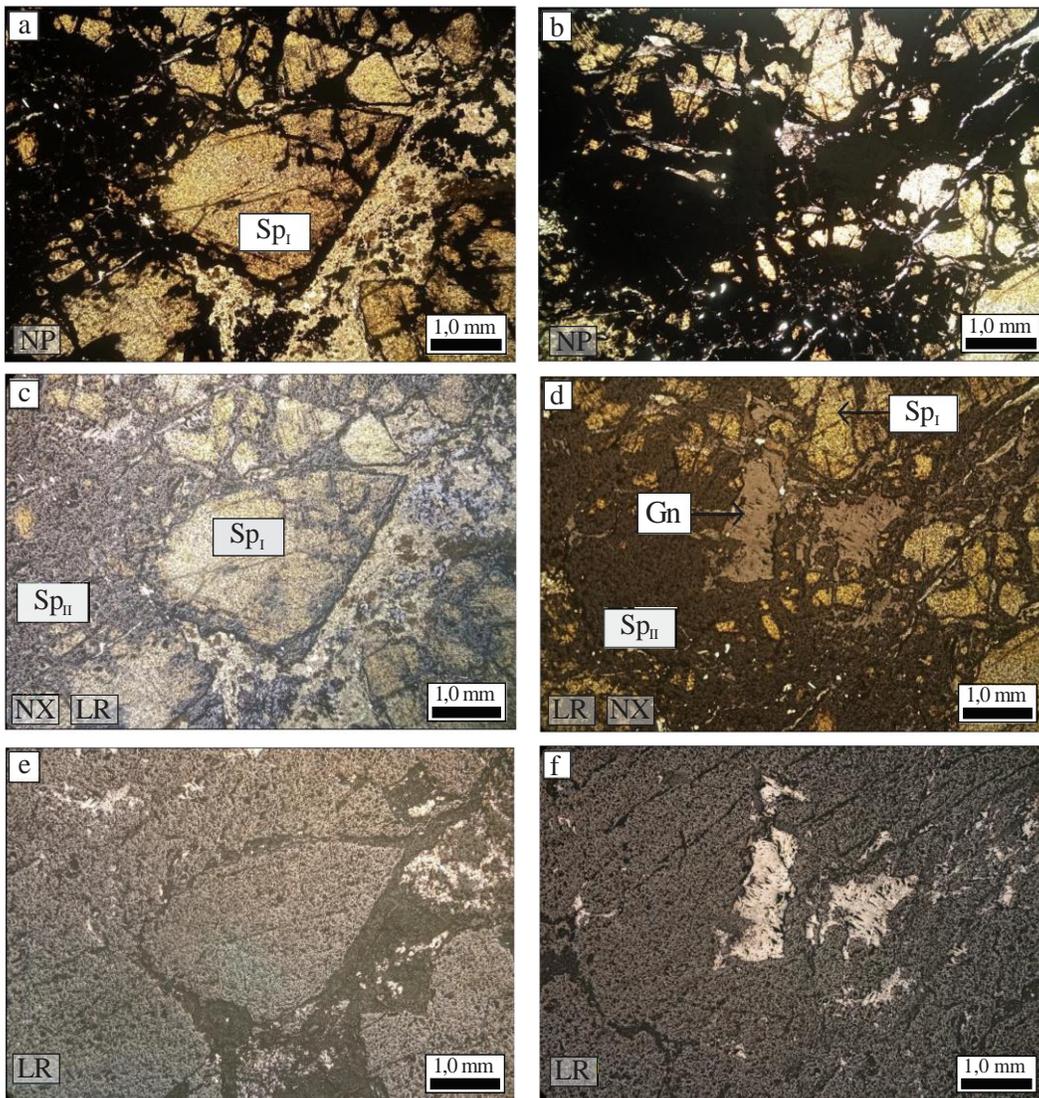




Muestra 0186-274,31

Esta sección delgada, comprende en parte a la roca encajante, correspondiente a una arenisca subarcoseana de grano fino, en la que se evidencia de forma sectorizada la acción de un fluido hidrotermal/mineralizante que deposita cristales anhédricos de galena en los espacios porales. Así mismo se presenta una venulación pervasiva controlada por la cristalización de sulfuros de Zn y Pb (esfalerita y galena) inmersos en masas de carbonatos e illita.

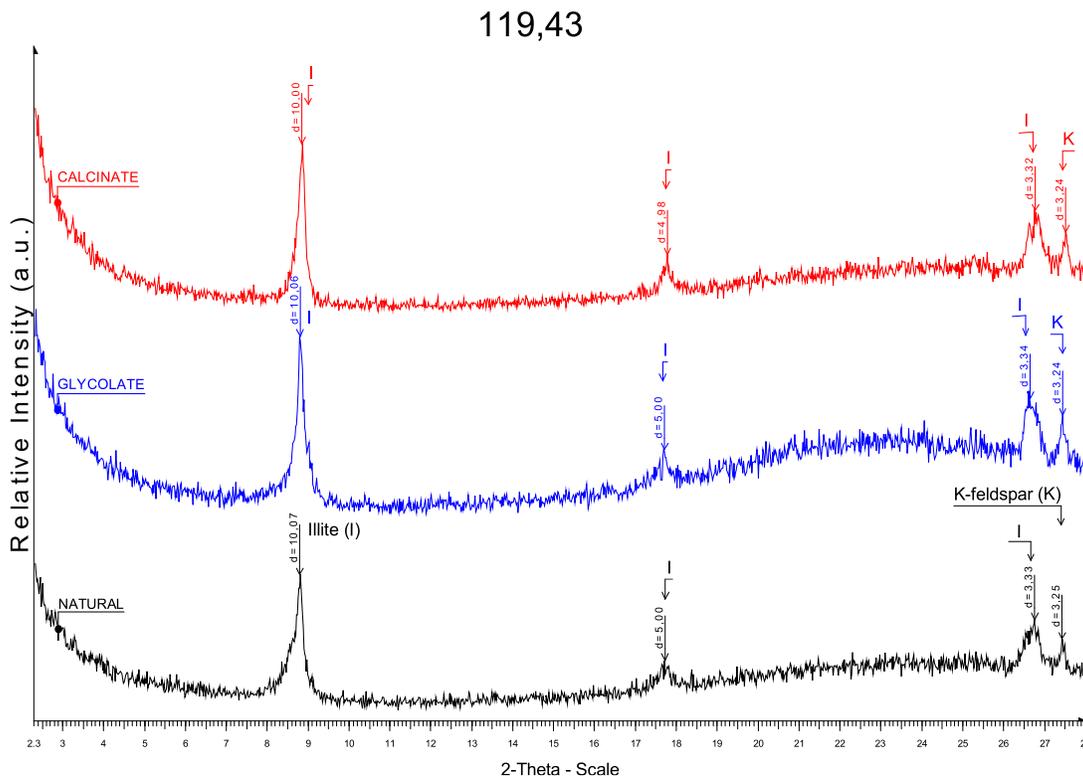
- Esfalerita I: presenta cristales de color verde-amarillento, subédricos, de tamaños variables inferiores a 1 cm. A diferencia de las muestras anteriores, la esfalerita I en ocasiones es reemplazada en buena parte por la esfalerita II, es decir, presenta prominente zonación de esfalerita II en los bordes. Espacialmente se encuentra inmersa en masas criptocristalinas de illita y feldespatos.
- Esfalerita II: este mineral se presenta en masas de cristales anhédricos de espesor variable inferior a 1mm, coloración negra y relieve alto. Espacialmente bordean la esfalerita I y la galena.
- Galena: se presenta en cristales anhédricos de tamaño milimétrico y aspecto opaco. Espacialmente se encuentra inmersa en masas de esfalerita I.



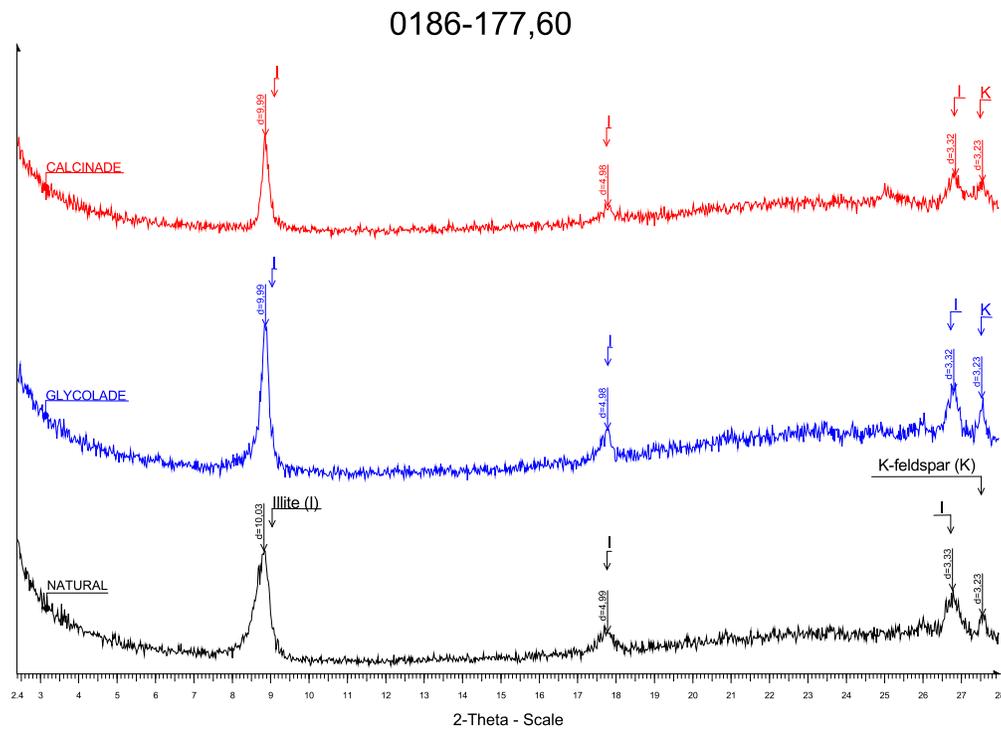
Apéndice C. Difracción de Rayos X (DRX): Arcillas Orientadas

Análisis de difracción de rayos x por el método de arcillas orientadas para la detección de los argilominerales presentes en las muestras, para este estudio, todos los resultados arrojan la presencia de Illita.

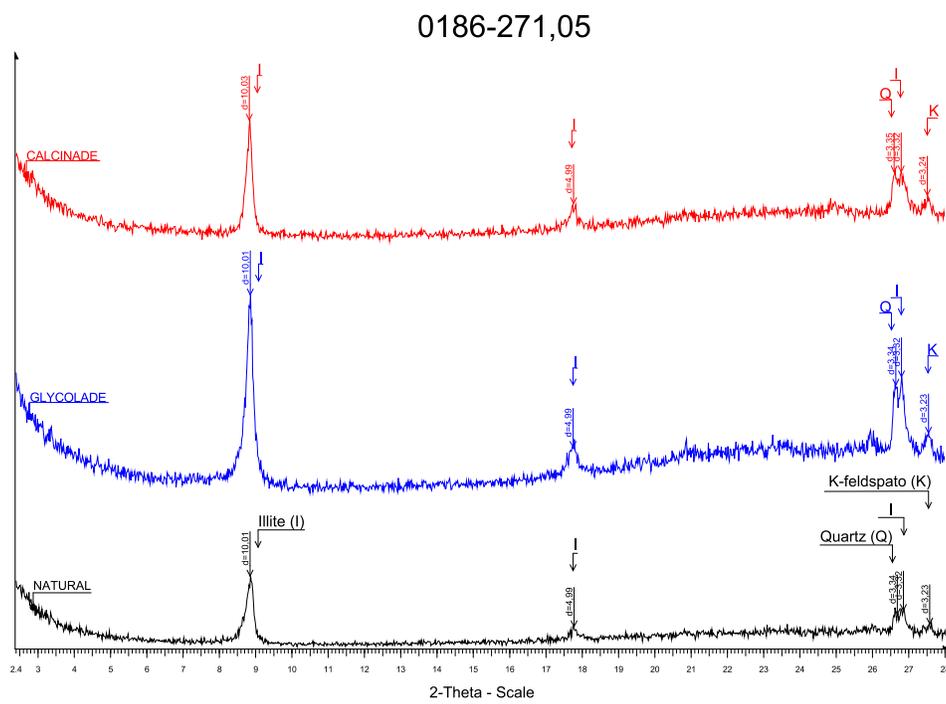
Muestra 0186-119,43



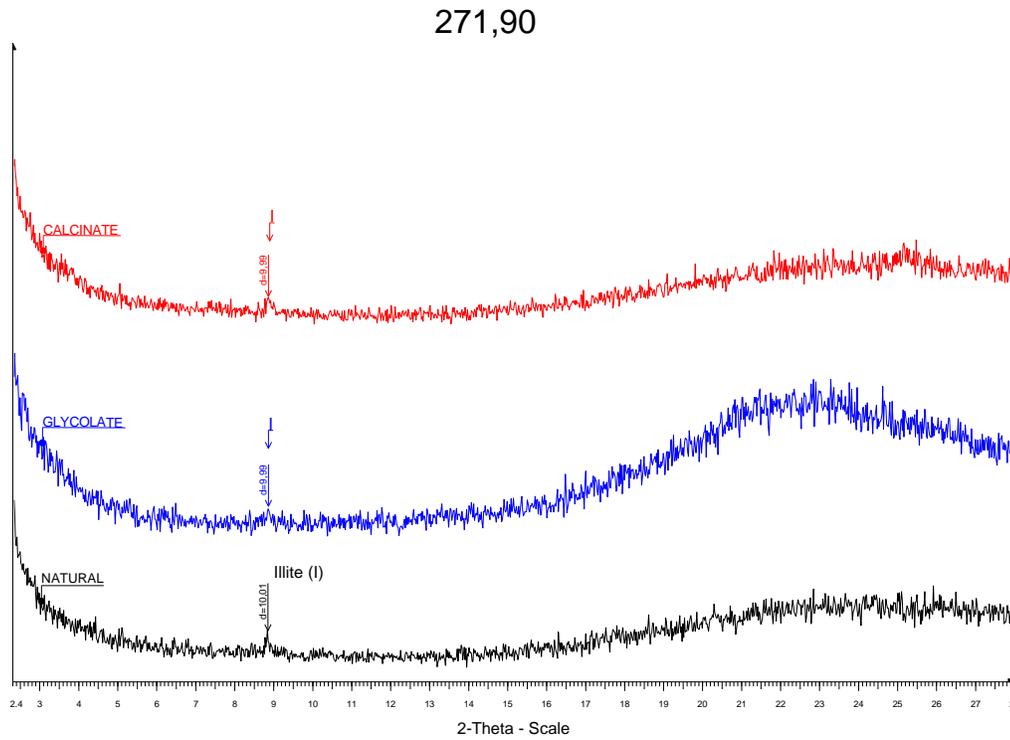
Muestra 0186-177,60



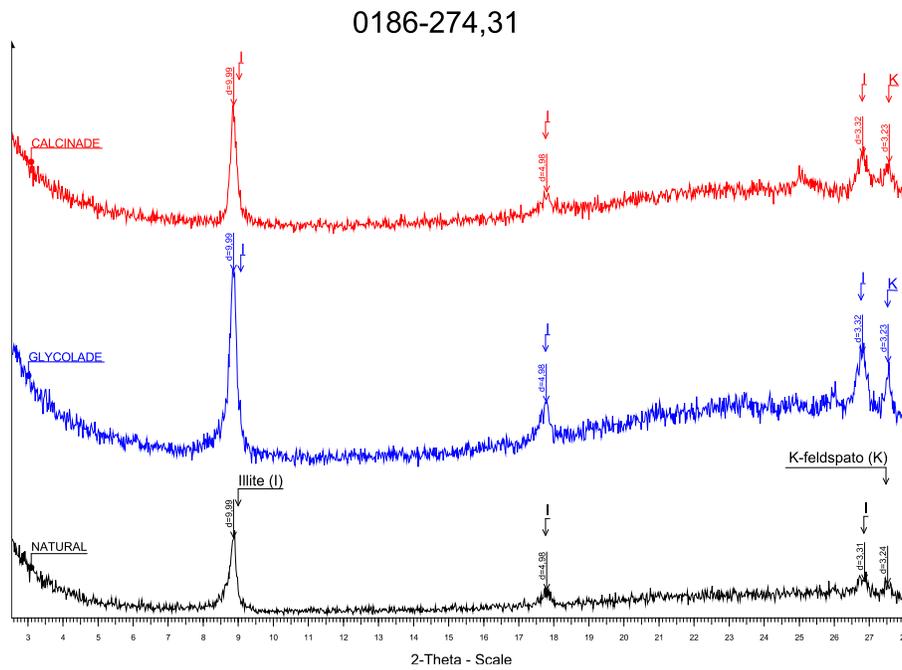
Muestra 0186-271,05



Muestra 0186-271,90

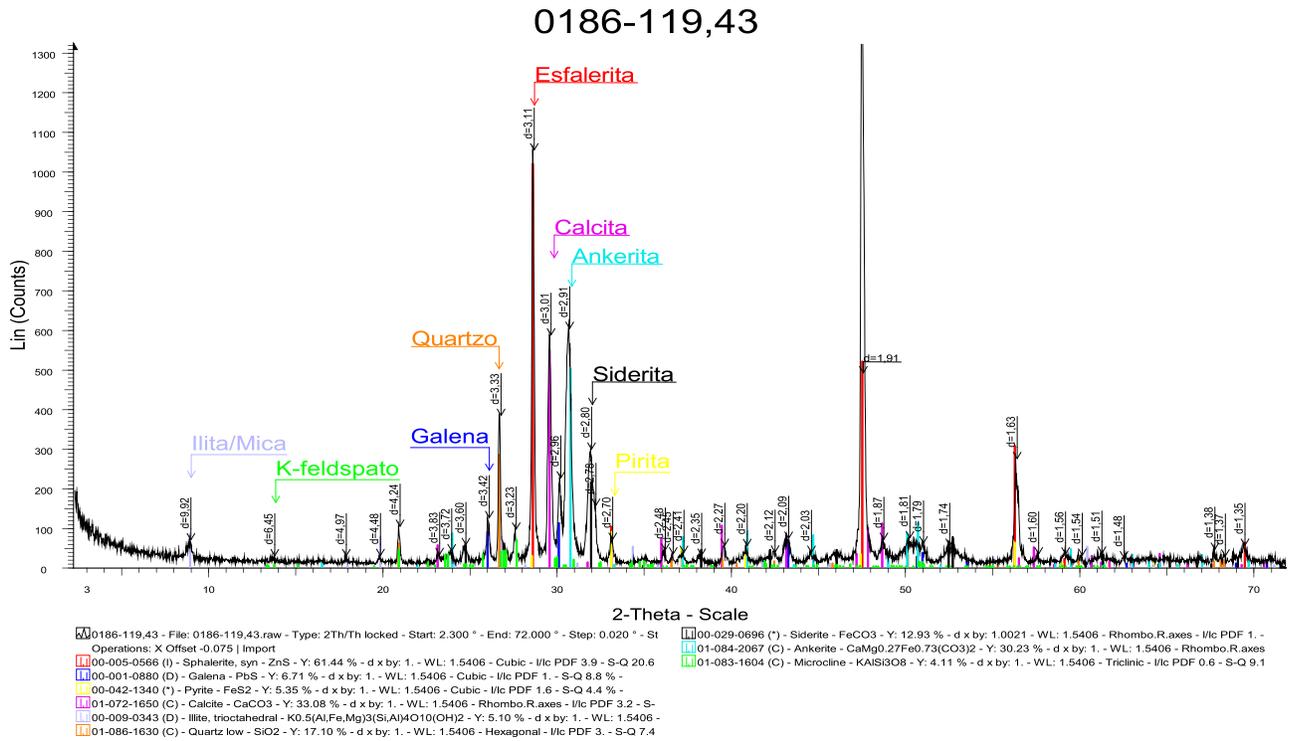


Muestra 0186-274,31

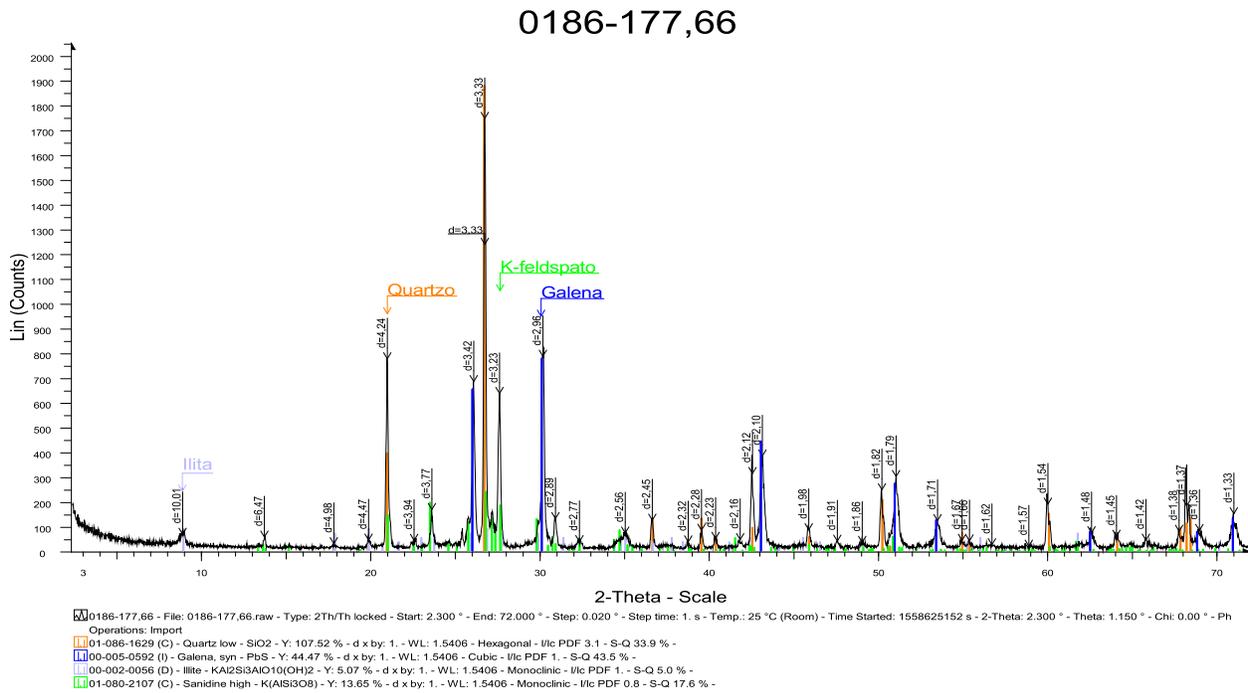


Apéndice D. Difracción de Rayos X (DRX): Análisis de Roca Total

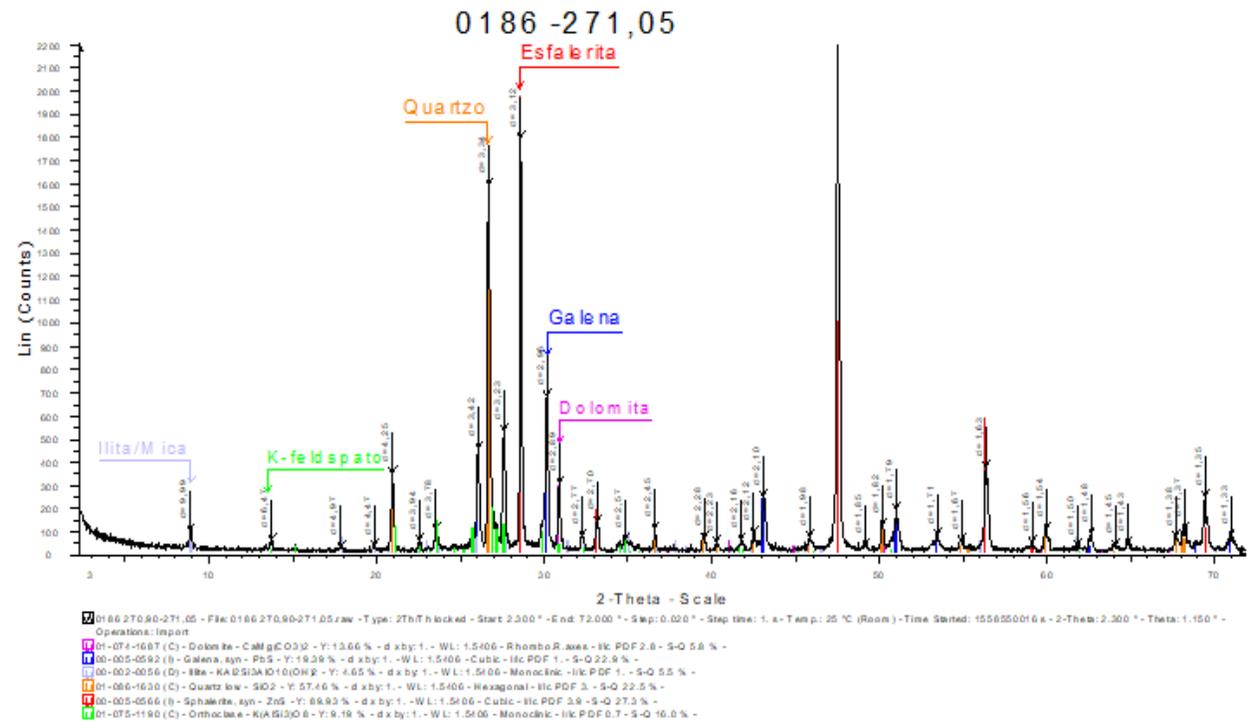
Muestra 0186-119,43



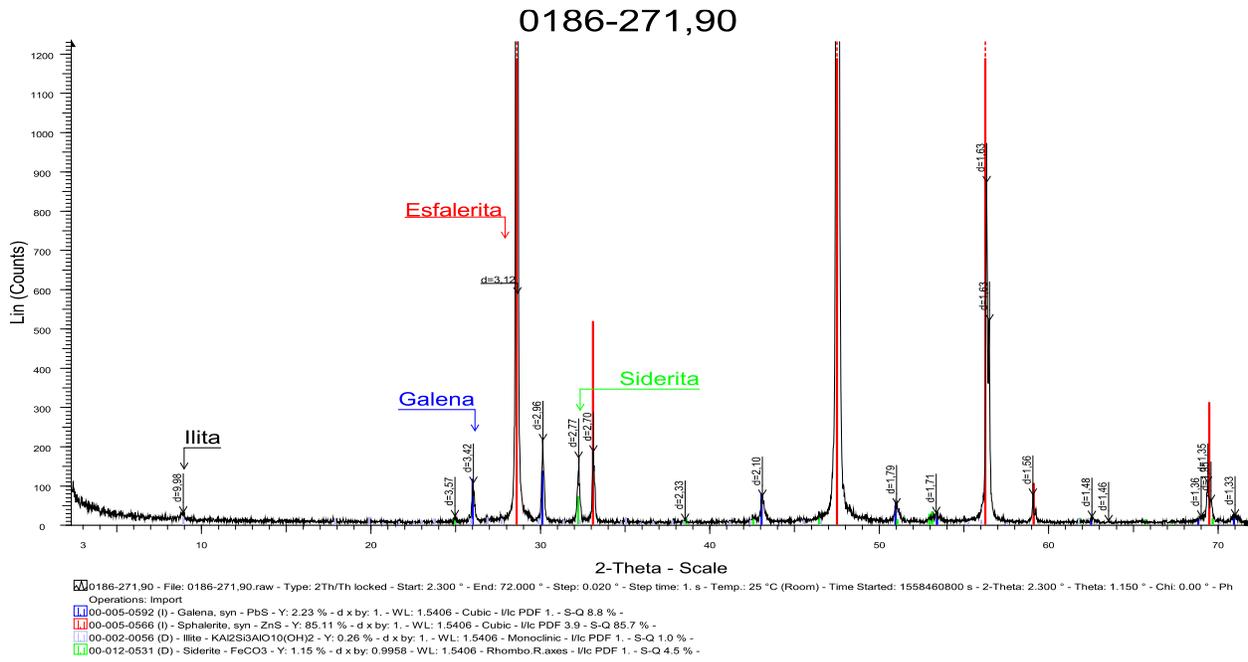
Muestra 0186-177,60



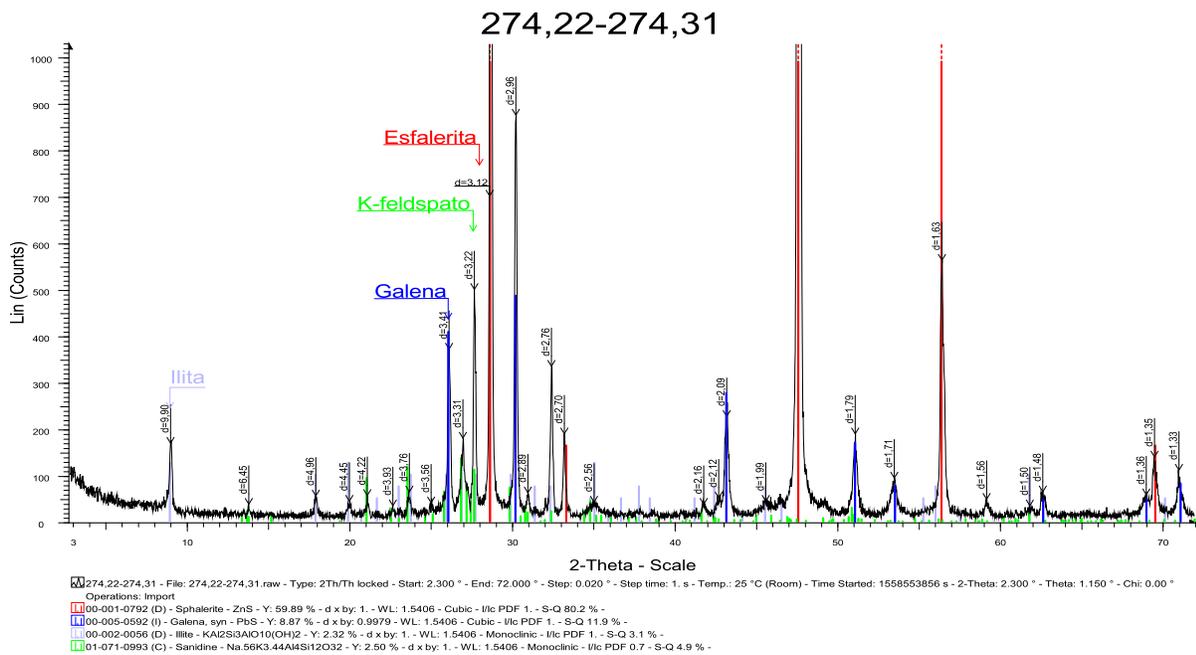
Muestra 0186-271,05



Muestra 0186-271,90

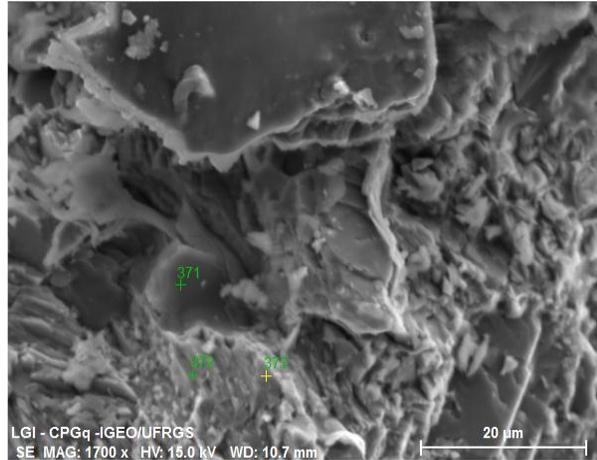
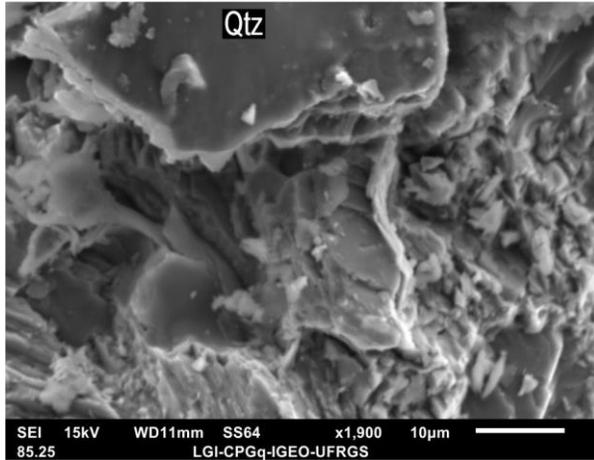


Muestra 0186-274,31



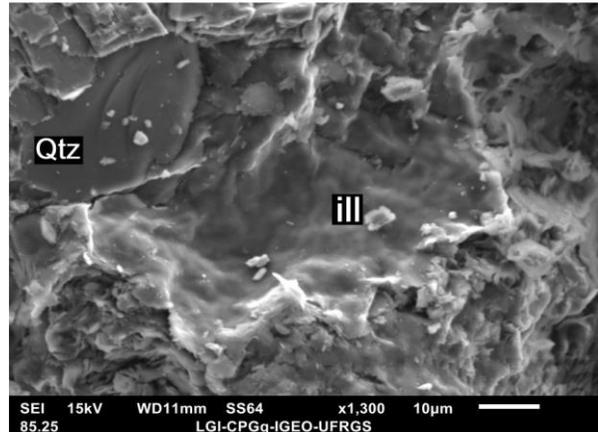
Apéndice E. Microscopia Electrónica de Barrido (MEB-SEI)

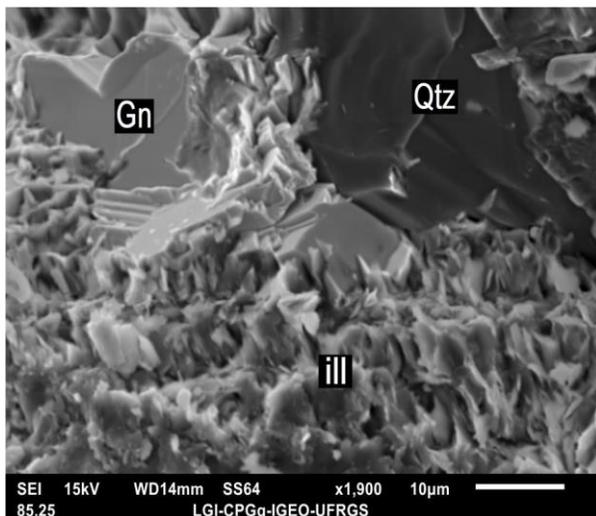
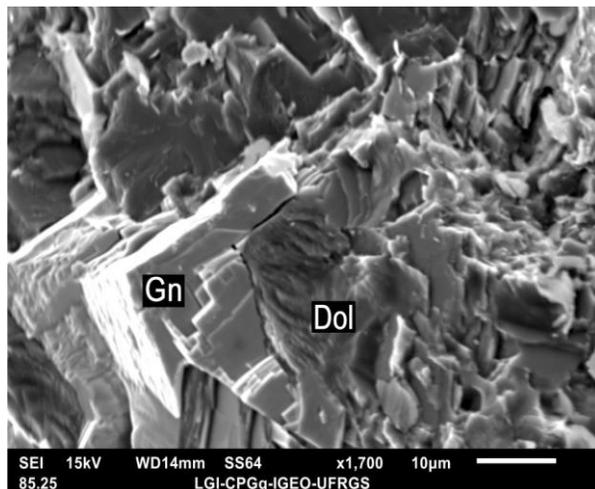
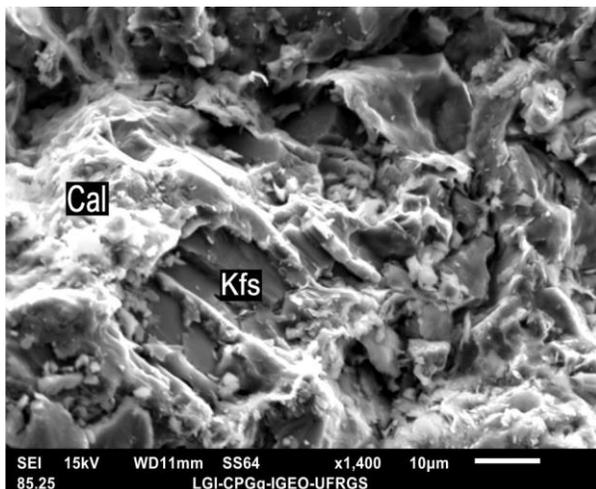
Muestra 0186-119,43



Spectrum: 371

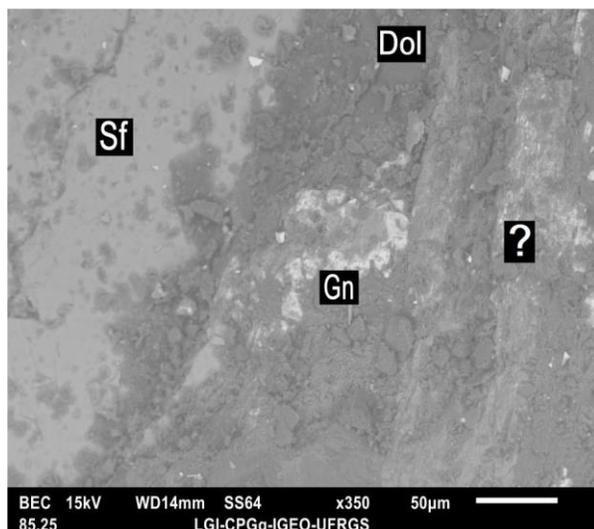
El	AN	Series	unn. C	norm. C	Atom. C	Compound	Comp. C	norm. Comp. C	Error (1 Sigma)
[wt.%]			[wt.%]	[wt.%]	[at.%]		[wt.%]	[wt.%]	
Si	14	K-series	18.36	21.63	17.56	SiO2	46.28	39.28	0.79
Al	13	K-series	14.05	16.55	13.99	Al2O3	31.28	26.55	0.68
K	19	K-series	6.50	7.66	4.47	R2O	9.23	7.83	0.23
Au	79	M-series	5.84	6.88	0.80		6.88	5.84	0.25
Fe	26	K-series	3.13	3.69	1.51	FeO	4.74	4.03	0.13
Mg	12	K-series	0.75	0.88	0.83	MgO	1.46	1.24	0.07
O	8	K-series	36.25	42.70	60.85		0.13	0.11	4.23
Total:			84.88	100.00	100.00				

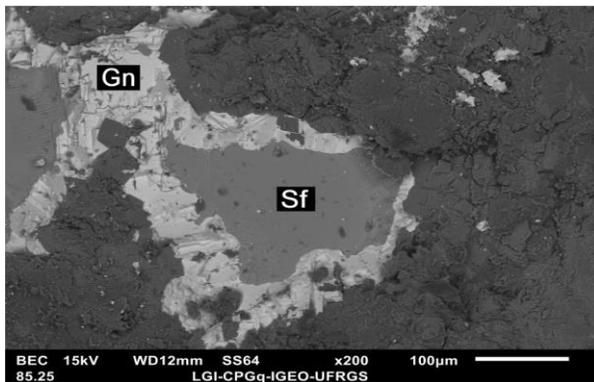
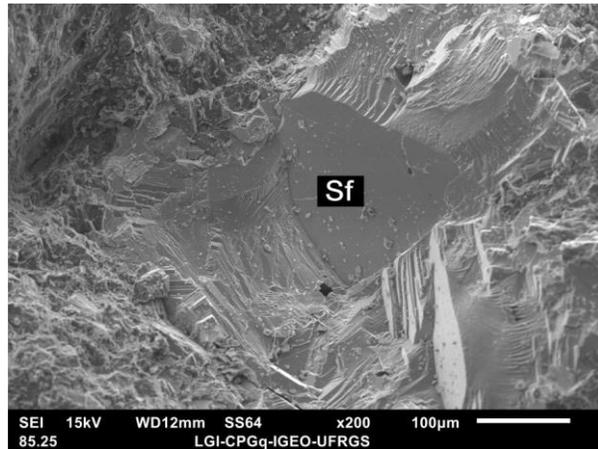
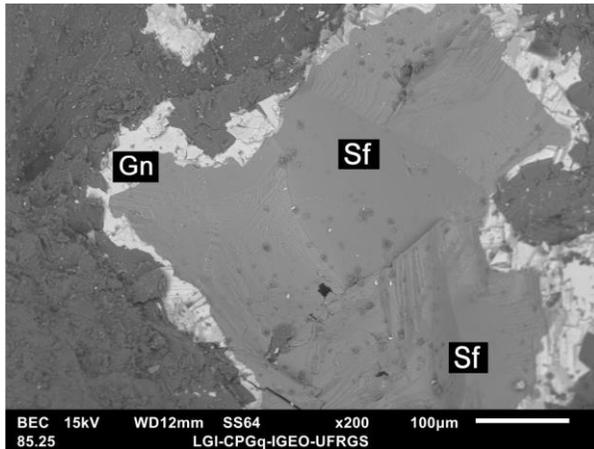




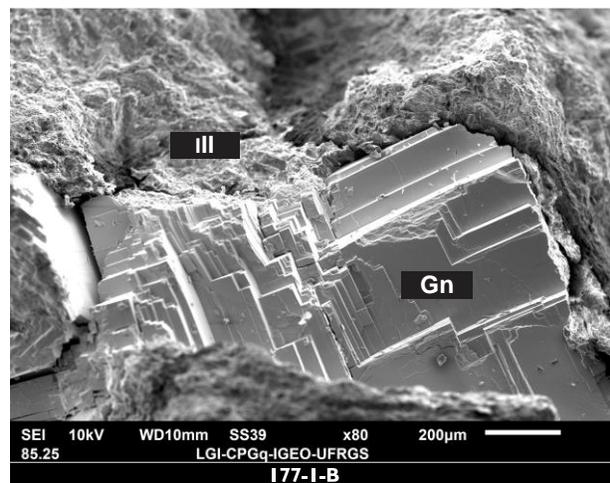
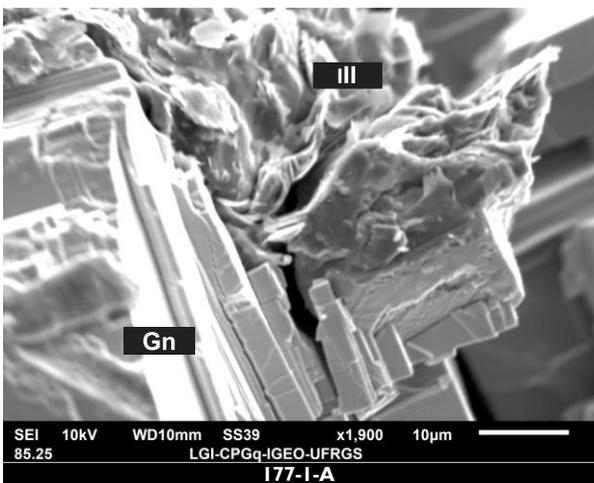
Spectrum: 397

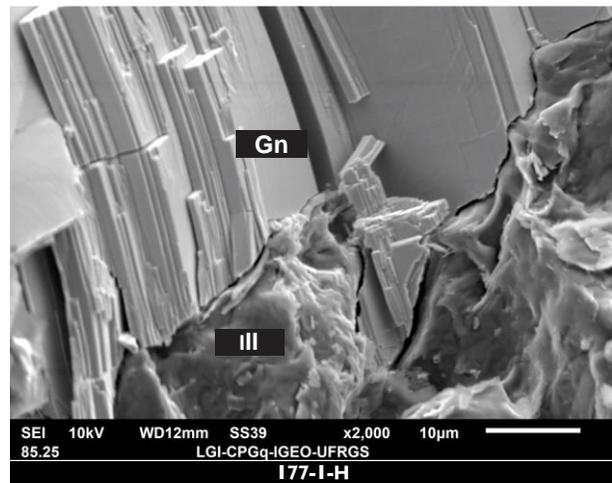
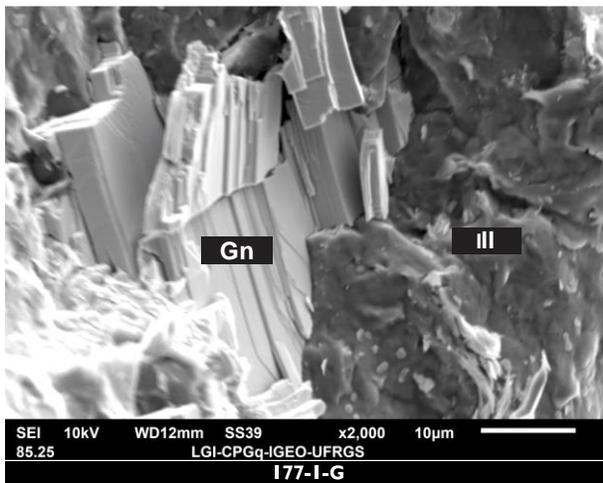
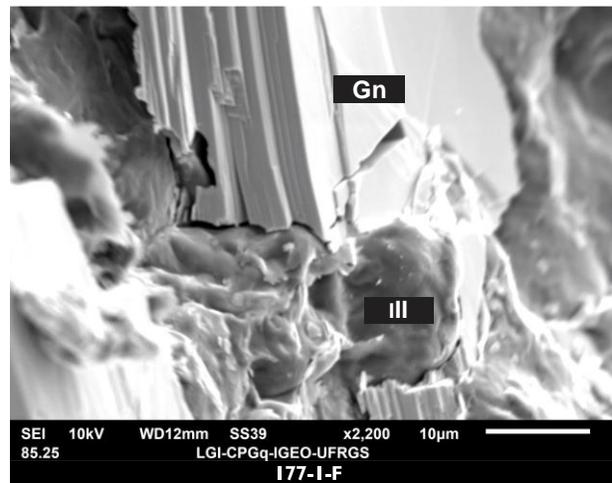
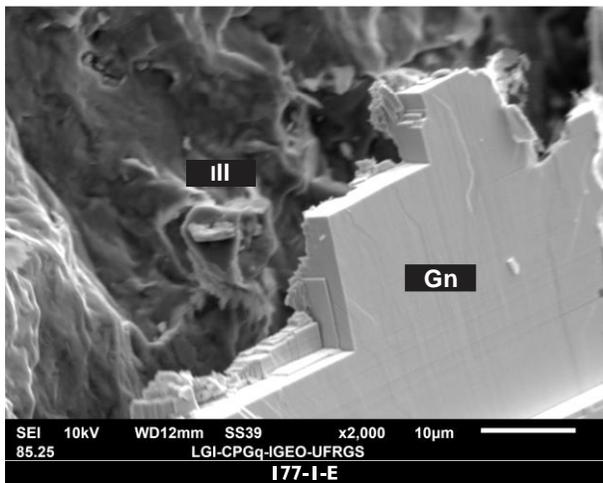
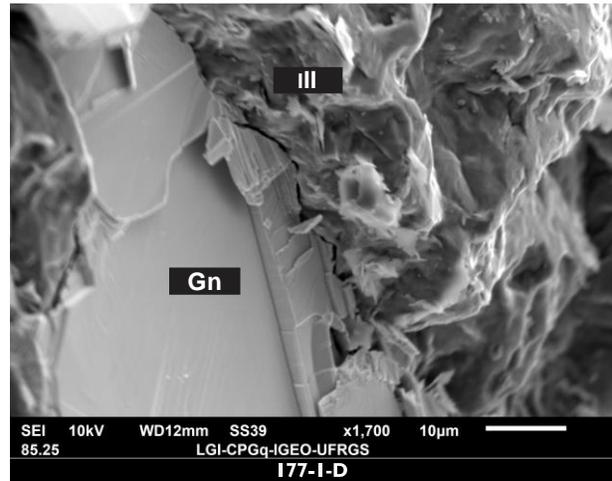
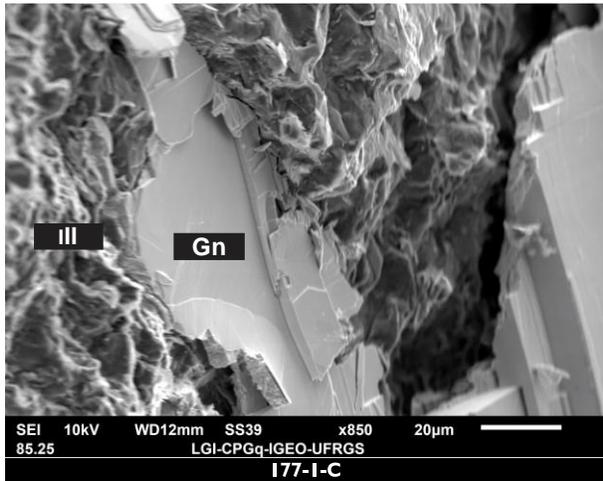
El	AN	Series	unn.	C norm.	C Atom.	C Compound	Comp.	C norm.	Comp.	C Error (1 Sigma)
[wt.%]	[wt.%]	[at.%]	[wt.%]	[wt.%]				[wt.%]		
Si	14	K-series	10.73	18.06	17.17	SiO2	38.64	22.96		
			0.47							
Au	79	M-series	11.88	19.99	2.71		19.99	11.88		
			0.48							
Al	13	K-series	5.52	9.29	9.20	Al2O3	17.56	10.43		
			0.28							
Fe	26	K-series	5.70	9.60	4.59	FeO	12.35	7.34		
			0.21							
Mg	12	K-series	1.86	3.13	3.44	MgO	5.19	3.08		
			0.13							
Ca	20	K-series	1.20	2.02	1.34	CaO	2.82	1.68		
			0.07							
Na	11	K-series	1.11	1.87	2.17	Na2O	2.52	1.50		
			0.10							
K	19	K-series	0.46	0.77	0.52	K2O	0.92	0.55		
			0.04							
O	8	K-series	20.95	35.27	58.85		0.00	0.00		
			2.46							
C	6	K-series	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00		
			0.00							

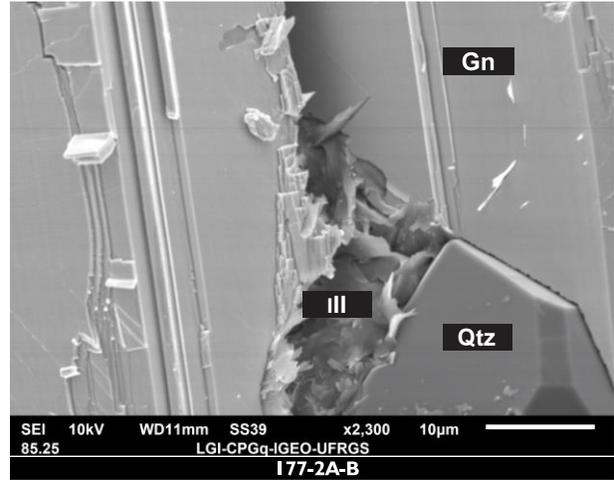
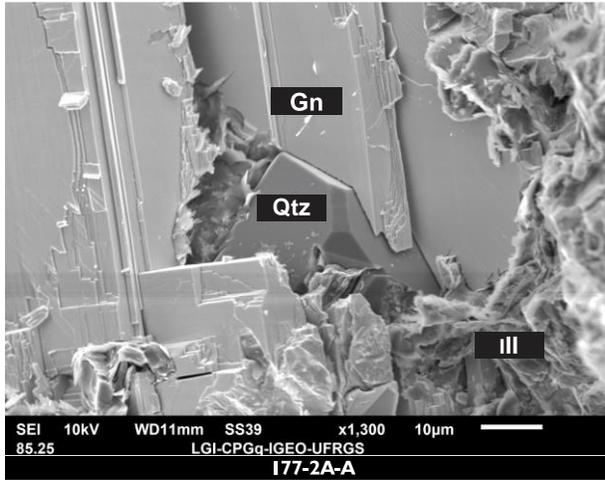




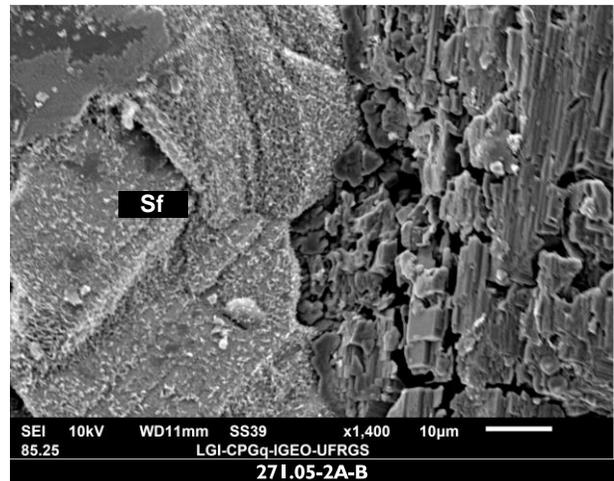
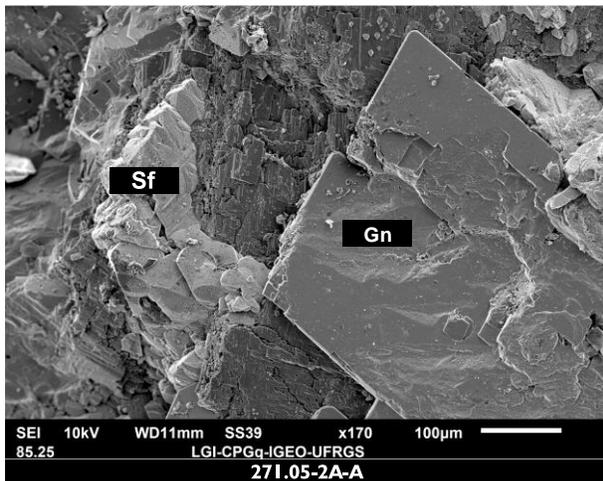
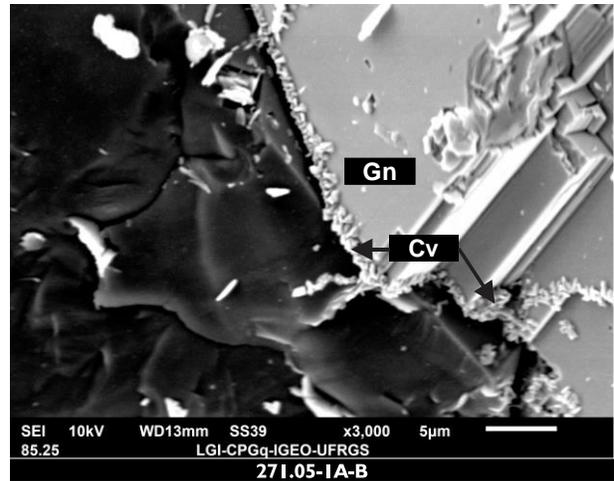
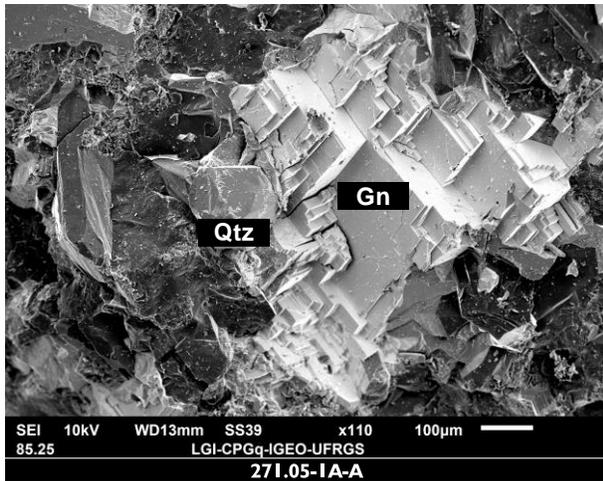
Muestra 0186-177,60

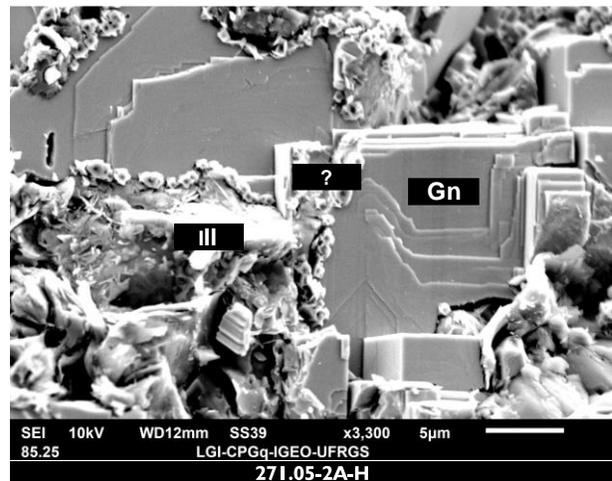
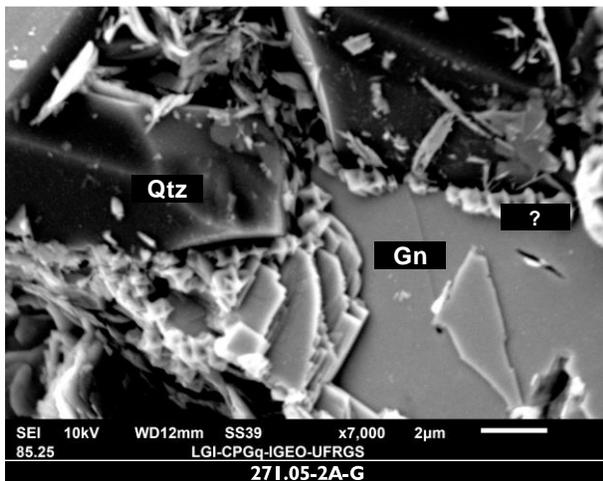
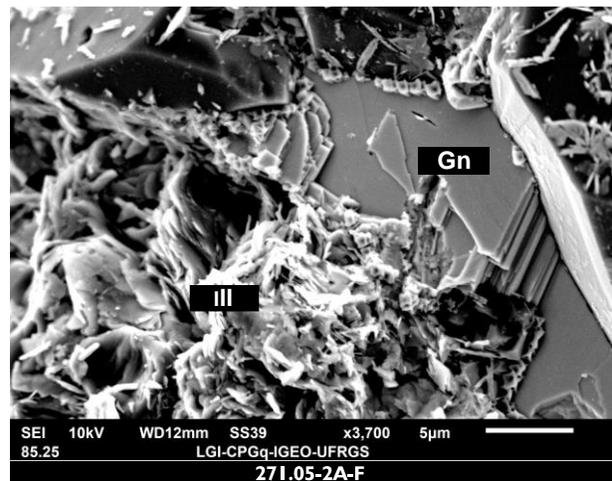
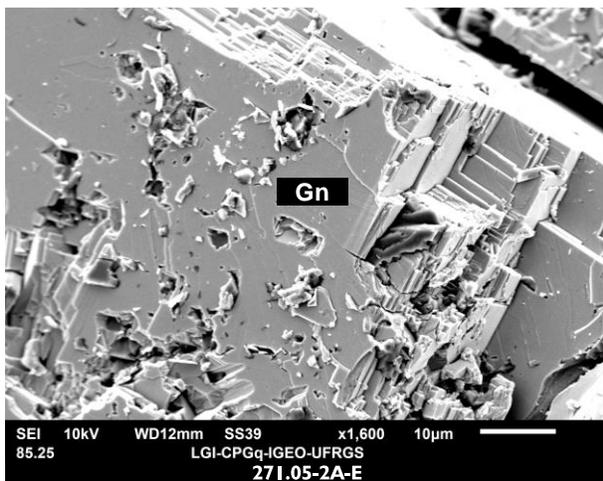
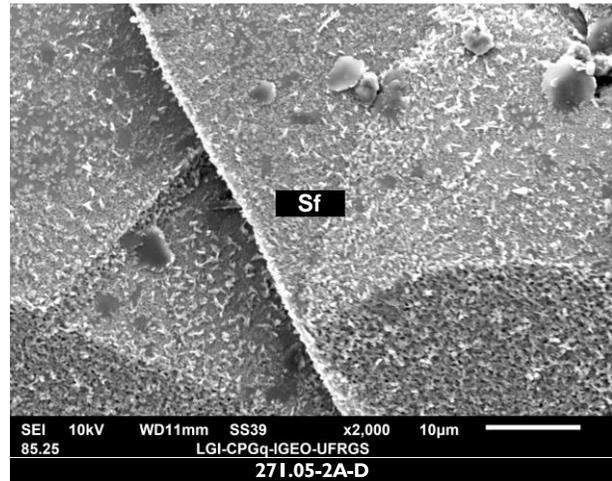
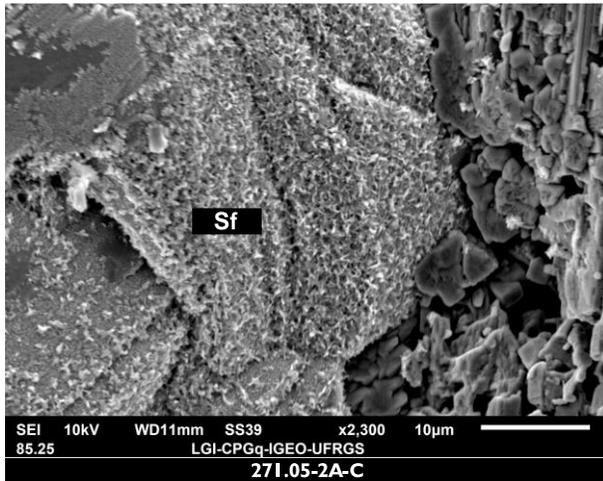


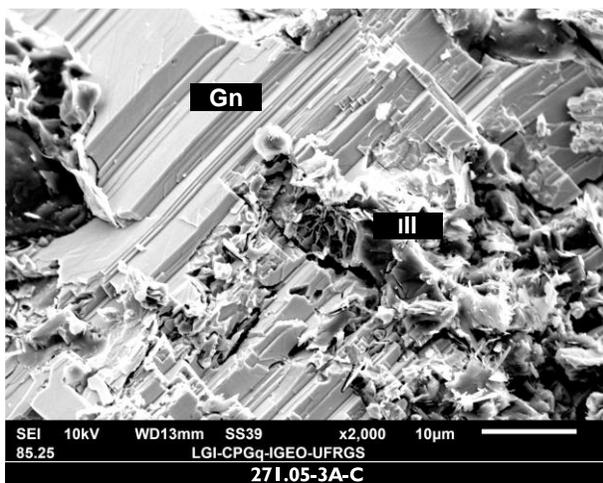
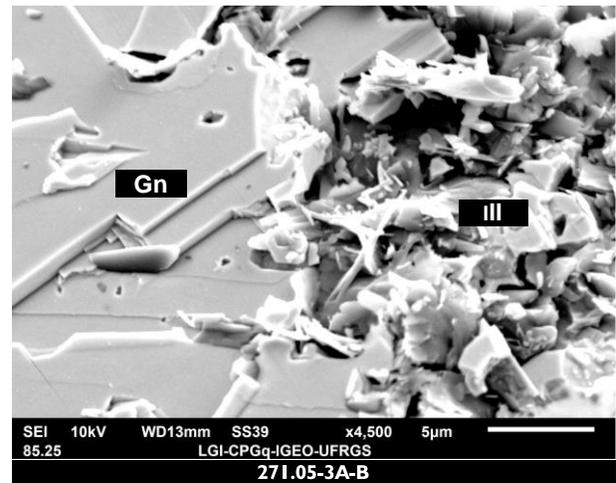
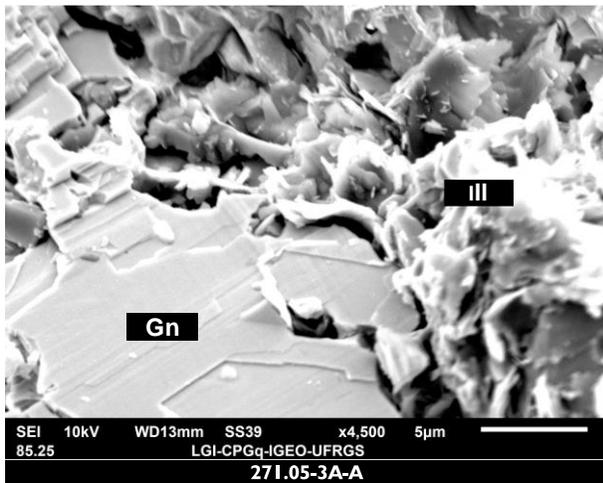




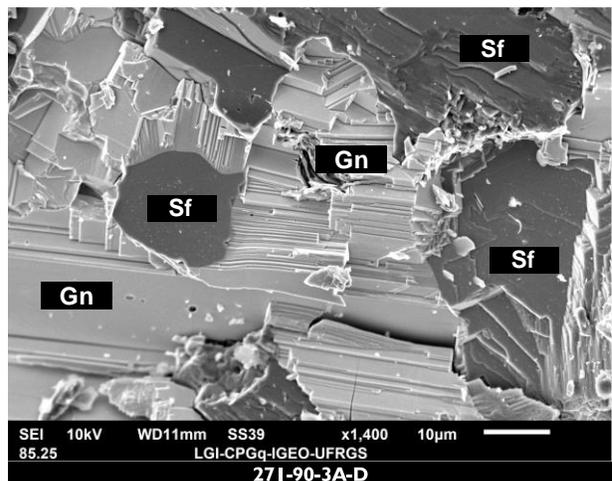
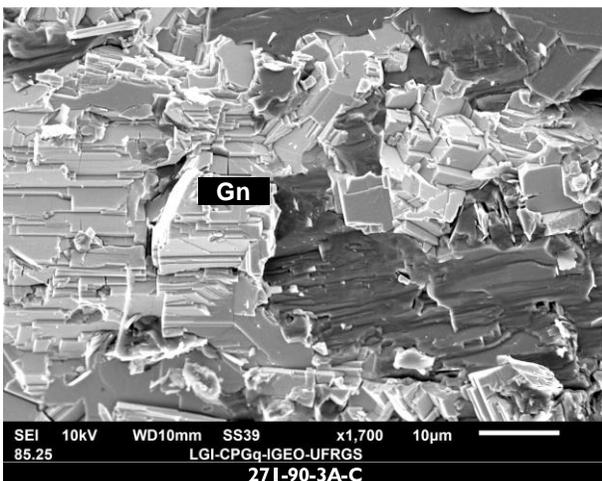
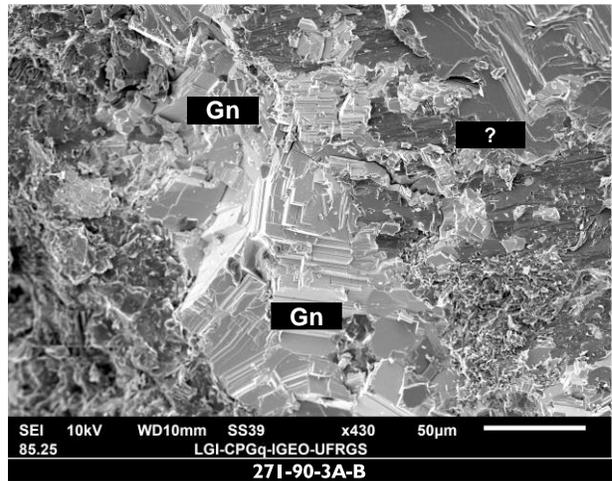
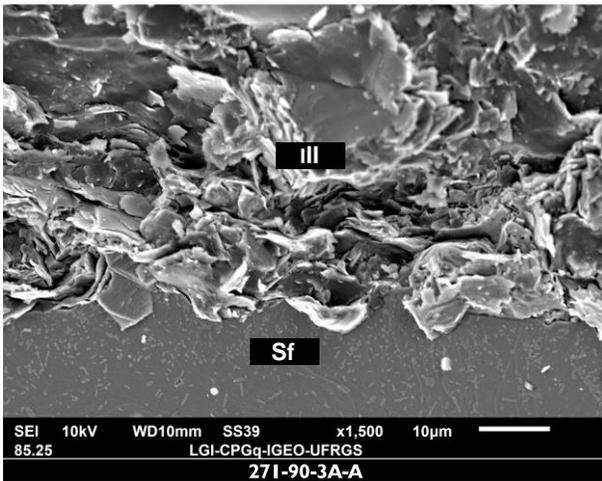
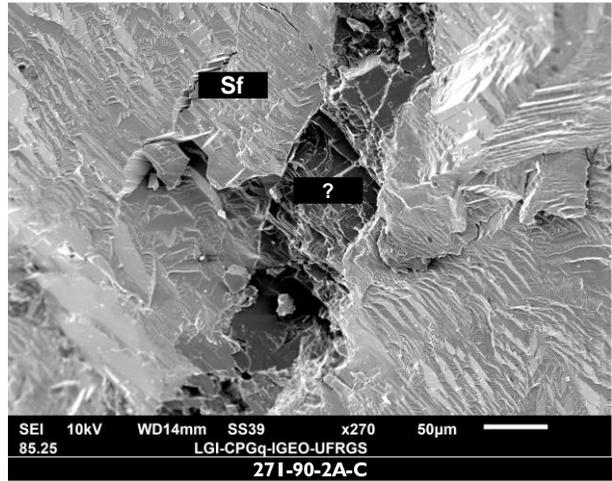
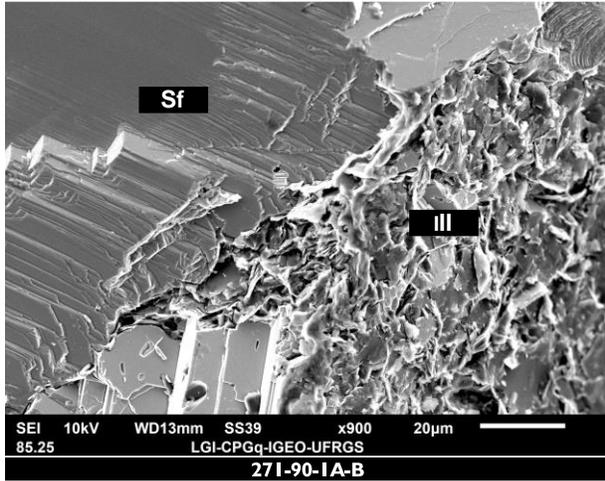
Muestra 0186-271,05

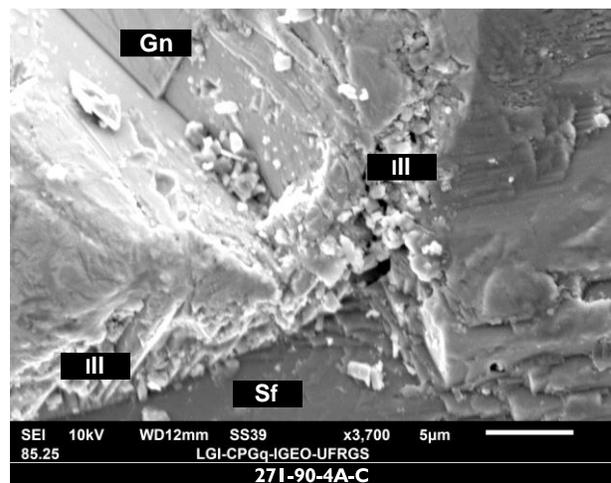
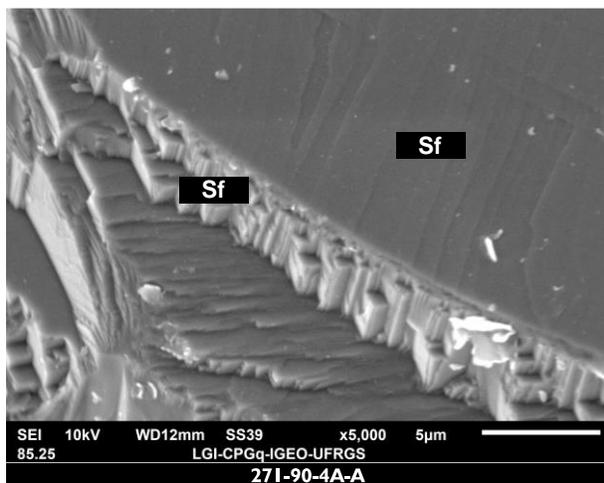
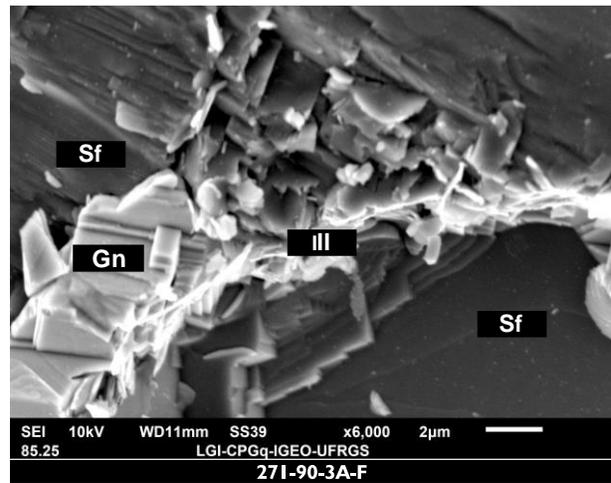
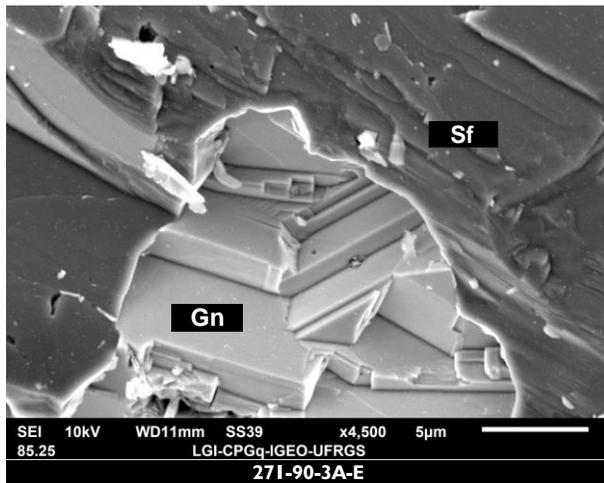


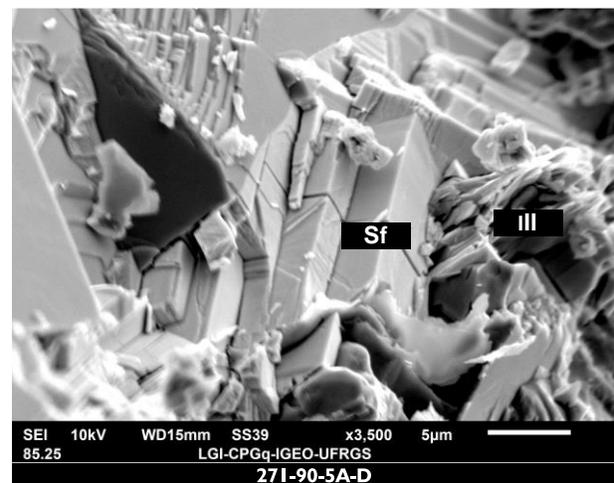
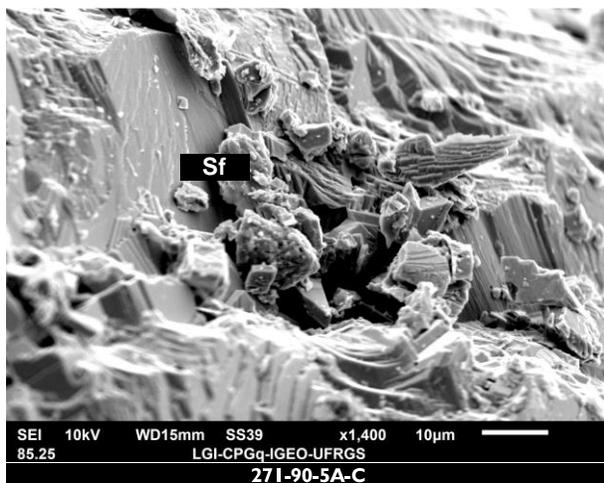
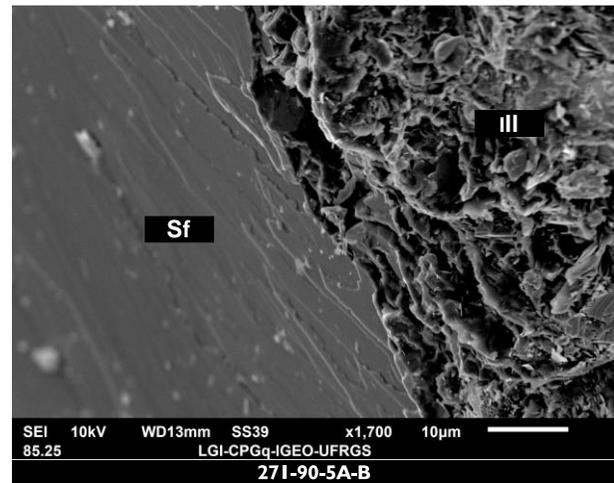
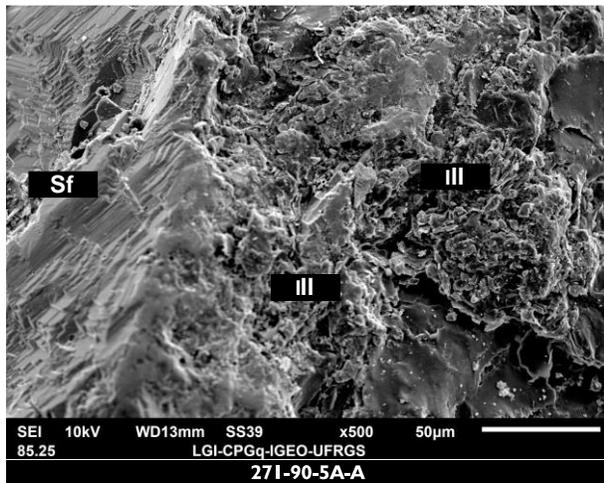




Muestra 0186-271,90







Muestra 0186-274,31

