

**UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN**  
**FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS, FÍSICAS Y NATURALES**  
**DEPARTAMENTO DE POSGRADO**



**TESIS DOCTORAL**

*Caracterización metalogenética y estructural de los depósitos de oro-antimonio y metales base de Chinguillos en el límite entre la Cordillera Frontal y la Precordillera Occidental, San Juan*

Lic. Mariana Sofía Vargas Perucca

Director: Dr. Hugo Bastías

Directora: Dra. Nora Rubinstein

Co-Director: Dr. Sebastián Oriolo

San Juan, 2025

*A mi hijo, Ignacio, que es el capítulo más hermoso.*

## **AGRADEMIENTOS**

Quisiera expresar mi más sincero agradecimiento a mis directores, Dr. Hugo Bastías, Dra. Nora Rubinstein y Dr. Sebastián Oriolo, por su acompañamiento, guía y confianza a lo largo de todo el desarrollo de esta tesis.

A Hugo, por su apoyo y sus valiosos aportes durante el primer año de este trabajo, cuando todo recién comenzaba a tomar forma.

A Nora y Sebastián, por haber viajado desde Buenos Aires hasta San Juan para acompañarme en el campo, y por compartir conmigo un asado improvisado entre rocas y champán, en medio del paisaje árido de la Precordillera. Pero, sobre todo, por su paciencia infinita al escuchar mis dudas, ayudarme a resolverlas y dedicarme tanto tiempo en largas videollamadas. Les agradezco profundamente por todo lo que me enseñaron, por su generosidad y por haber hecho de este proceso una experiencia de aprendizaje y crecimiento que va mucho más allá de lo académico.

Agradezco profundamente el apoyo incondicional de mi familia, especialmente de mi mamá y mi papá, quienes no solo me acompañaron en todas las campañas de campo, sino que también estuvieron presentes en cada etapa de este proceso con su amor, esfuerzo y comprensión.

A mi esposo, Fernando, por haberme acompañado en algunas salidas de campo, viajes por cursos, Alemania por 6 meses y, especialmente, por su ayuda constante, su compañía, su paciencia infinita y su apoyo en los momentos más difíciles.

A mi hijo, que llegó en el último tramo de este camino para darme el empujón final que necesitaba para terminar este trabajo. Su llegada llenó de sentido, fuerza y alegría cada uno de los días dedicados a esta tesis.

Agradezco a la Universidad Nacional de San Juan y al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) por brindarme el respaldo institucional y la beca que hicieron posible la realización de este trabajo.

A los Drs. Bernhard Schulz y Klaus Wemmer, por haberme recibido en Alemania con tanta amabilidad y por facilitarme el acceso al equipamiento necesario para trabajar con mis muestras, así como por el tiempo y la dedicación compartida.

A mis compañeras del Gabinete de Mineralogía y Petrología (INGEO) en especial a la Dra. Brígida Castro, la Dra. Gimena López y la Dra. Cecilia Mugas, por su ayuda y por su enseñanza en el uso del microscopio, que fueron fundamentales para avanzar en este trabajo.

Agradezco también a Mariano Palacios, Camila Sojo, Juan Manuel Alcacer, Carolina Rivas, Pablo Blanc, Gabriela Torres y Anabel Gómez, cuyo acompañamiento fue clave en distintas etapas de esta tesis. Sus aportes, sugerencias y ayuda en la búsqueda y análisis de información contribuyeron de manera significativa a la resolución de varios capítulos y al fortalecimiento del contenido final.

Extiendo mi agradecimiento al tribunal evaluador, conformado por la Dra. Sofía Pérez, el Dr. Leonardo Strazzere y el Dr. Eber Cristofolini, por la lectura atenta de este trabajo, sus valiosos comentarios y aportes que enriquecieron significativamente la versión final de esta tesis.

Finalmente, a todos aquellos colegas, amigos y compañeros que, de una u otra forma, contribuyeron durante estos años de trabajo, les expreso también mi gratitud y afecto.

¡Muchas gracias!

## RESUMEN

En el límite entre la Precordillera Occidental y la Cordillera Frontal de San Juan ( $29^{\circ}36' - 29^{\circ}50'S$ ;  $69^{\circ}05' - 69^{\circ}13'O$ ), se emplazan dos sistemas mineralizados contrastantes: el depósito de Sb  $\pm$  Au Chinguillos Este, clasificado en esta investigación como de tipo orogénico, y el sistema de vetas polimetálicas distales Chinguillos Oeste (As  $\pm$  Ag  $\pm$  Pb  $\pm$  Cu  $\pm$  Sb), caracterizado en este estudio como un sistema de vetas polimetálicas distales según el modelo de oro relacionado con intrusivos (IRGS, por sus siglas en inglés). Ambos depósitos se alojan en metasedimentitas devónicas del Grupo Chinguillos.

El objetivo general de esta tesis fue la caracterización metalogenética de ambos sistemas mineralizados y la reconstrucción de su evolución temporal en el marco geodinámico del margen occidental de Gondwana. Para ello, se aplicó una estrategia multidisciplinaria que combinó técnicas de teledetección, geofísica, espectroscopía, microtermometría de inclusiones fluidas, análisis estructural-cinemático, estudios mineralógicos y geoquímicos. La evolución temporal de los procesos de mineralización y deformación fue evaluada mediante dataciones K-Ar en illitas, U-Pb en circones y Th-U-Pb en monacitas, integradas con la caracterización petrográfica, mineralógica y de alteración hidrotermal.

Aunque ambos depósitos se ubican en las mismas unidades devónicas, exhiben estilos estructurales diferenciados: en Chinguillos Este, la mineralización está controlada por zonas de cizalla frágiles a frágiles-dúctiles con orientación predominante NNE-SSO, mientras que las vetas ONO-ESE concentran los mayores contenidos de Au. Por su parte, en Chinguillos Oeste la mineralización se aloja principalmente a lo largo de los planos axiales de pliegues.

En Chinguillos Este, la paragénesis hipogénica incluye estibina, berthierita y oro nativo, acompañados por óxidos de Sb supergénicos como senarmontita, cervantita, kermesita, valentinita, schafarzikita y tripuhyita. En Chinguillos Oeste, predominan arsenopirita, pirita, galena y casiterita, junto con minerales supergénicos como escorodita, mimetita, linarita, covelina y arseniatos de Pb-Sb y Fe-Ag. Las edades K-Ar en illitas en ambos depósitos definen un marco de deformación progresiva, vinculado a la evolución del margen gondwánico durante la transición Devónico-Carbonífero. Adicionalmente, edades U-Pb en circones provenientes de diques riódacíticos indican un evento magmático pérmico-triásico (Grupo Choiyoi), mientras que dataciones Th-U-Pb en monacitas y K-Ar en illita registran una fase de alteración hidrotermal sobreimpuesta.

El análisis de imágenes satelitales (Landsat 8 y ASTER) permitió delimitar zonas de alteración hidrotermal mediante cocientes y combinaciones de bandas. En paralelo, el procesamiento de datos aeromagnetométricos (señal analítica) reveló cuerpos subredondeados y elongados distribuidos a lo largo de un lineamiento N–S de más de 20 km, asociados a zonas de alteración, lo que sugiere la presencia de un sistema intrusivo amplio posiblemente vinculado espacial y temporalmente con la Granodiorita Tabaquito (~337–322 Ma), y con potencial como fuente de fluidos mineralizantes en Chinguillos Oeste.

Este estudio destaca el alto potencial metalogénico del límite entre la Precordillera y la Cordillera Frontal, especialmente en relación con elementos críticos como el antimonio. La coexistencia de mineralización de tipo orogénico y de vetas polimetálicas distales, en un mismo sector, refleja la complejidad de los sistemas hidrotermales vinculados a la subducción del Paleozoico Superior en el margen occidental de Gondwana. Por último, la integración de datos estructurales, espectrales, mineralógicos y geofísicos no solo permite una mejor comprensión de la génesis de estos sistemas, sino que también constituye una herramienta valiosa para guiar futuras exploraciones en contextos geológicos análogos.

## ABSTRACT

At the boundary between the Western Precordillera and the Cordillera Frontal of San Juan (29°36'–29°50'S; 69°05'–69°13'O), two contrasting mineralized systems are emplaced: the Sb ± Au Chinguillos Este deposit, classified in this research as orogenic-type, and the distal polymetallic vein system of Chinguillos Oeste (As ± Ag ± Pb ± Cu ± Sb), characterized in this study as a distal polymetallic vein system according to the intrusion-related gold system (IRGS) model. Both deposits are hosted in Devonian metasedimentary rocks of the Chinguillos Group.

The overarching objective of this thesis was the metallogenetic characterization of both mineralized systems and the reconstruction of their temporal evolution within the geodynamic context of the western margin of Gondwana. To this end, a multidisciplinary strategy was applied, integrating remote sensing, geophysics, spectroscopy, fluid inclusion microthermometry, structural–kinematic analysis, as well as mineralogical and geochemical studies. The temporal evolution of the mineralization and deformation processes was constrained through K–Ar dating of illite, U–Pb in zircon, and Th–U–Pb in monazite, combined with petrographic, mineralogical, and hydrothermal alteration characterization.

Although both deposits are hosted within the same Devonian units, they display different structural styles. In Chinguillos Este, mineralization is controlled by brittle to brittle–ductile shear zones with a predominant NNE–SSW orientation, while the ONO–ESE veins host the highest Au contents. In Chinguillos Oeste, mineralization is mainly localized along the axial planes of folds.

In Chinguillos Este, the hypogene paragenesis comprise stibnite, berthierite, and native gold, accompanied by supergene Sb oxides such as senarmontite, cervantite, kermesite, valentinite, schafarzikite, and tripuhyite. In Chinguillos Oeste, arsenopyrite, pyrite, galena, and cassiterite dominate, accompanied by supergene minerals such as scorodite, mimetite, linarite, covellite, and Pb–Sb and Fe–Ag arsenates. K–Ar ages in illite from both deposits define a style of progressive deformation, linked to the evolution of the Gondwanan margin during the Devonian–Carboniferous transition. In addition, U–Pb zircon ages from rhyodacitic dikes indicate a Permian–Triassic magmatic event (Choiyoi Group), whereas Th–U–Pb monazite and K–Ar illite ages record a superimposed hydrothermal alteration phase.

Satellite imagery (Landsat 8 and ASTER) allowed the delineation of hydrothermal alteration zones through band ratios and combinations. In parallel, the processing of aeromagnetic data (analytic signal) revealed sub-rounded to elongated bodies distributed along an N–S lineament extending for more than 20 km, spatially associated with alteration zones. This suggests the presence of a large intrusive system possibly linked in space and time to the Tabaquito Granodiorite (~337–322 Ma), with potential as a source of mineralizing fluids for Chinguillos Oeste.

This study highlights the high metallogenetic potential of the boundary between the Precordillera and the Cordillera Frontal, particularly regarding critical elements such as Sb. The coexistence of orogenic-type and distal polymetallic vein-type mineralization within the same area reflects the complexity of hydrothermal systems related to Late Paleozoic subduction along the western margin of Gondwana. The integration of structural, spectral, mineralogical, and geophysical data not only provides a better understanding of the genesis of these systems but also constitutes a valuable tool for guiding future exploration in analogous geological settings.

# ÍNDICE

<b>AGRADEMIENTOS</b> .....	2
<b>RESUMEN</b> .....	4
<b>ABSTRACT</b> .....	6
<b>CAPÍTULO 1: GENERALIDADES</b> .....	25
<b>1.1 Introducción</b> .....	25
<b>1.2 Objetivos</b> .....	26
<i>1.2.1 Objetivo general</i> .....	26
<i>1.2.2 Objetivos específicos</i> .....	26
<b>1.3 Ubicación y vías de acceso</b> .....	27
<b>1.4 Orografía</b> .....	28
<b>CAPÍTULO 2: METODOLOGÍA</b> .....	32
<b>CAPÍTULO 3: MARCO GEOLÓGICO</b> .....	35
<b>3.1 Introducción</b> .....	35
<b>3.2 Marco geológico regional</b> .....	37
<b>3.3 Estratigrafía local</b> .....	39
<b>3.4 Bibliografía</b> .....	49
<b>CAPÍTULO 4: REVISIÓN DE LA METALOGENIA DE LOS DEPÓSITOS DE ORO OROGÉNICO EN ARGENTINA</b> .....	59
<b>4.1 Génesis de los depósitos de oro orogénico</b> .....	59
<b>4.2 Características mineralógicas generales de los depósitos de oro orogénico</b> .....	63
<b>4.3 Generalidades del antimonio (Sb): su categorización como materia “crítica”</b> .....	64
<b>4.4 Yacimientos de antimonio en Argentina</b> .....	67
<b>4.5 Antecedentes mineros del Depósito “Difunta Correa” (Chinguillos Este)</b> .....	70
<b>4.6 Bibliografía</b> .....	73
<b>CAPÍTULO 5: MAPEO GEOLÓGICO-GEOFÍSICO</b> .....	79
<b>5.1 Teledetección y sensores remotos aplicados al análisis del depósito</b> .....	79
<i>5.1.1 Materiales y métodos</i> .....	79
<i>5.1.2 Etapas del procesamiento de la imagen digital</i> .....	81
<i>5.1.3 Síntesis interpretativa</i> .....	90
<b>5.2 Aeromagnetometría</b> .....	91
<i>5.2.1 Materiales y métodos</i> .....	92
<i>5.2.2 Señal analítica</i> .....	92
<i>5.2.3 Síntesis interpretativa</i> .....	96

5.3 Bibliografía .....	96
<b>CAPÍTULO 6: MINERALIZACIÓN Y ALTERACIÓN.....</b>	<b>103</b>
6.1 Introducción.....	103
6.2 Metodología .....	103
6.2.1. Microscopía óptica .....	103
6.2.2 Espectroscopía Raman (ER).....	104
6.2.3. SEM-EDS.....	104
6.2.4. Análisis químico de roca total .....	104
6.2.5. Espectrometría con equipo portátil (TerraSpec Halo) .....	105
6.3 Mineralogía de mena de Chinguillos Este y Oeste .....	106
6.3.1 Análisis petro-mineralógico .....	106
6.3.2 Análisis con SEM-EDS.....	112
6.3.3 Geoquímica de metales .....	122
6.4 Mineralogía de alteración .....	125
6.5 Síntesis interpretativa .....	127
6.6 Bibliografía .....	129
<b>CAPÍTULO 7: ANÁLISIS DE INCLUSIONES FLUIDAS .....</b>	<b>136</b>
7.1 Introducción.....	136
7.2 Petrografía de las inclusiones fluidas de Chinguillos Oeste.....	138
7.3 Microtermometría .....	140
7.3.1 Metodología .....	140
7.3.2 Resultados .....	140
7.4 Síntesis interpretativa .....	144
7.5 Bibliografía .....	145
<b>CAPÍTULO 8: ANÁLISIS CINEMÁTICO-ESTRUCTURAL.....</b>	<b>148</b>
8.1 Introducción.....	148
8.2 Metodología .....	148
8.2.1 Relevamiento geológico-estructural.....	148
8.2.2 Análisis cinemático .....	150
8.3 Chinguillos Este.....	151
8.4 Chinguillos Oeste.....	159
8.5 Síntesis interpretativa .....	165
8.6 Bibliografía .....	166
<b>CAPÍTULO 9: GEOCRONOLOGÍA DEL DEPÓSITO .....</b>	<b>170</b>
9.1 Introducción: Datación K-Ar en illita .....	170
9.1.1 Illita como indicador de temperatura .....	170

9.1.2 Interpretación de los espectros de edad de illita.....	171
<b>9.2 Metodología .....</b>	<b>173</b>
9.2.1 Recolección de muestras en terreno.....	173
9.2.2 Preparación de las muestras en laboratorio.....	173
9.2.3 Métodos analíticos .....	173
<b>9.3 Estrategias para interpretar las edades de illita.....</b>	<b>174</b>
9.3.1 Interpretación de las edades de illita como edades límites.....	174
9.3.2 Extrapolación de las edades de los miembros finales.....	175
<b>9.4 Resultados .....</b>	<b>176</b>
<b>9.5 Síntesis interpretativa .....</b>	<b>177</b>
<b>9.6 Bibliografía .....</b>	<b>179</b>
<b>CAPÍTULO 10: GEOQUÍMICA Y EDAD DEL MAGMATISMO DEL ÁREA.....</b>	<b>188</b>
<b>10.1 Introducción.....</b>	<b>188</b>
<b>10.2 Metodología .....</b>	<b>191</b>
10.2.1 Estudios petro – mineralógicos.....	191
10.2.2 Análisis geoquímicos de elementos mayores y trazas .....	191
10.2.3 Datación U-Pb en circones mediante CA-TIMS .....	191
10.2.4 Datación Th-U-Pb en monacitas con EPMA (Electron Probe Micro-Analysis)....	194
<b>10.3 Análisis petro-mineralógico .....</b>	<b>196</b>
<b>10.4 Geoquímica .....</b>	<b>200</b>
<b>10.5 Geocronología .....</b>	<b>203</b>
10.5.1 U-Pb en circones por CA-TIMS .....	203
10.5.1 Th-U-Pb en monacitas con EPMA .....	205
<b>10.6 Síntesis interpretativa .....</b>	<b>210</b>
<b>10.7 Bibliografía .....</b>	<b>210</b>
<b>CAPÍTULO 11: MODELO METALOGÉNÉTICO.....</b>	<b>216</b>
<b>11.1 Ambiente tectónico y principales características de los depósitos de oro orogénico e IRGS (Intrusion-Related Gold System).....</b>	<b>216</b>
<b>11.2 Chinguillos Este .....</b>	<b>220</b>
<b>11.3 Chinguillos Oeste.....</b>	<b>224</b>
<b>11.4 Ambiente geodinámico del Paleozoico superior y las mineralizaciones asociadas en el área de Chinguillos .....</b>	<b>227</b>
<b>11.5 Bibliografía.....</b>	<b>233</b>
<b>CAPÍTULO 12: CONCLUSIONES .....</b>	<b>241</b>
<b>ANEXO .....</b>	<b>245</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.3. 1. Ubicación del área de estudio con las vías de acceso desde la ciudad de San Juan hasta El Chinguillo. ....	28
Figura 1.4. 1. Mapa orográfico del sector de estudio (1:250000), indicado con un rectángulo rojo. Las zonas con mayor pendiente se presentan en tonos rojizos, y las de menor pendiente en matices verdes. ....	30
Figura 2.1. 1. Vista panorámica de la estancia El Chinguillo. ....	32
Figura 3.2. 1. Mapa regional que muestra las unidades geológicas generalizadas y las principales estructuras tectónicas. El recuadro rojo señala la zona de estudio, ubicada en el límite entre la Cordillera Frontal y la Precordillera Occidental. ....	39
Figura 3.3. 1. Mapa geológico (1:75000) de la región de estudio. Con puntos rojos, se ubican los depósitos estudiados: Chinguillos Oeste y Chinguillos Este. ....	40
Figura 3.3. 2. Mapa geológico simplificado de la Granodiorita Tabaquito, al norte de Chinguillos, y las unidades que afloran en el sector. Modificado de Moreno et al. (2020). ....	45
Figura 4.1 1. Distribución temporal de las toneladas de Au alojadas en depósitos orogénicos. La mineralización orogénica muestra una recurrencia que abarca casi 3000 millones de años, con pulsos destacados en el Arqueano medio–tardío y el Paleoproterozoico, seguidos por una etapa de menor producción en el Mesoproterozoico y un incremento sostenido durante el Fanerozoico. Estos episodios reflejan la formación repetida de depósitos orogénicos en distintos ciclos tectónicos y su aporte significativo al endowment global de oro. ....	59
Figura 4.1 2. Modelo genético que propone la liberación de fluidos de sistemas magmáticos a diversas profundidades o incluso desde un reservorio en el manto litosférico subcontinental. Modificada de Goldfarb y Pitcairn (2023). ....	61
Figura 4.1 3. Representación esquemática del modelo global basado en subducción para la formación de depósitos de oro orogénico (Groves <i>et al.</i> , 2020). ....	62
Figura 4.1 4. Esquema conceptual que muestra cómo el fluido mineralizante responsable del oro orogénico podría generarse a partir del metamorfismo de la parte superior de la placa inferior subducida (Goldfarb y Pitcairn, 2023). ....	62

Figura 4.3. 1. Producción en toneladas métricas de antimonio (Sb) por país correspondiente al año 2023 (U.S. Geological Survey, 2024).....	66
Figura 4.4. 1. Mapa de ubicación de los depósitos Sb-Au (estrellas rojas) de Argentina. ....	69
Figura 4.5. 1. a) Foto panorámica, adquirida con un dron con la ubicación de la galería (abajo) y el pique (arriba), indicados con círculos blancos. b) Pique de 24 m de profundidad con orientación E-O. c) Entrada a la galería de 130 m de rumbo NE.....	71
Figura 4.5. 2. a) Vista al norte de la escombrera resultante de la extracción del mineral. b) Restos del campamento minero. c y d) Laboreos para extracción de mineral. ....	72
Figura 5.1. 1. Combinación de bandas para discriminar litologías: a) RGB 742 con Landsat 8; b) RGB 631 con ASTER. Las líneas blancas segmentadas indican los límites formacionales, mientras que las flechas señalan la ubicación de los diques riodacíticos. Se incluye la ubicación de Chinguillos Este y Oeste, señalada con un círculo rojo en el mapa, como referencia geográfica para facilitar la interpretación de la escala. Escala 1:75000. Los números 1, 2 y 3 representan las diferentes unidades litológicas.....	83
Figura 5.1. 2. Combinación de bandas para la identificación de zonas con alteración hidrotermal, indicadas con flechas blancas: a) RGB 573 en Landsat 8; b) RGB 456 en ASTER. Se incluye la ubicación de Chinguillos Este y Oeste, señalada con un círculo rojo en el mapa, como referencia geográfica para facilitar la interpretación de la escala. Escala 1:75000.....	84
Figura 5.1 3. Composición RGB 4/5, 4/6, 4/8 en escala 1:75000 (Ninomiya, 2004), utilizada para identificar sectores con alteración hidrotermal, señalados mediante flechas blancas. Las zonas de alteración propilítica (clorita/epidota) se evidencian por tonos azules y están marcadas con la flecha azul. Por su parte, los diques riodacíticos, que presentan alteración sericítica y se distinguen por sus tonos amarillos, se señalan con flechas del mismo color. Se incluye la ubicación de Chinguillos Este y Oeste, señalada con un círculo rojo en el mapa, como referencia geográfica para facilitar la interpretación de la escala.....	86
Figura 5.1. 4. Mapa en escala 1:40000, obtenido a partir de la clasificación no supervisada aplicando el algoritmo ISODATA. Se incluye la ubicación de Chinguillos Este y Oeste, señalada con un círculo rojo en el mapa, como referencia geográfica para facilitar la interpretación de la escala.....	88

Figura 5.1. 5. Mapa en escala 1:40000 generado a partir de la clasificación supervisada, aplicando el método de máxima verosimilitud en QGIS. Se incluye la ubicación de Chinguillos Este y Oeste, señalada con un círculo rojo en el mapa, como referencia geográfica para facilitar la interpretación de la escala. ....	90
Figura 5.2. 1. Mapa regional de señal analítica (1:150000). Las líneas negras delimitada la microgranodiorita Los Médanos de edad miocena. Los cuerpos redondeados a elongados, con tendencia norte-sur, están delimitados por líneas blancas y señalados con flechas del mismo color. Se incluye la ubicación de Chinguillos Este y Oeste, señalada con un círculo rojo en el mapa, como referencia geográfica para facilitar la interpretación de la escala.....	93
Figura 5.2. 2. Mapa de alteración hidrotermal (1:150000), composición RGB de los cocientes 4/5, 4/6, 4/8 (Ninomiya, 2004). El sector con mayor alteración, limitado por líneas blancas se corresponde con los sectores de mayor contraste magnético. Las líneas punteadas negras indican la orientación y los límites generales de la microgranodiorita Los Médanos. Se incluye la ubicación de Chinguillos Este y Oeste, señalada con un círculo rojo en el mapa, como referencia geográfica para facilitar la interpretación de la escala. ....	94
Figura 5.2. 3. Superposición del mapa obtenido de aplicar el método de la señal analítica con el mapa de alteración hidrotermal propuesto por Ninoyima (2004). Las zonas de mayor correlación quedan delimitadas por líneas punteadas y señaladas con las flechas blancas. Se incluye la ubicación de Chinguillos Este y Oeste, señalada con un círculo rojo en el mapa, como referencia geográfica para facilitar la interpretación de la escala. ....	95
Figura 6.3. 1. Microfotografías tomadas con microscopio óptico bajo luz reflejada (sin polarizador). a) Sbn: Estibina ( $Sb_2S_3$ ), 10X. b) Cristales alargados y deformados de estibina (dureza 2), mostrando maclas de deformación y bandas de deslizamiento (dureza 2), 2,5X. c) Estibina en ganga de Qz: cuarzo, 2,5X. d) Estibina y Sb-Ox: óxidos de antimonio, 2,5X. Abreviaturas según Warr (2021).....	107
Figura 6.3. 2. Muestra analizada con espectroscopía Raman perteneciente a Chinguillos Este (M57). Estibina (Sbn), Senarmontita (Sen), cervantita (Cvn), kermesita (Kem), cuarzo (Qz), baritina (Brt), hematita (Hem). Abreviaturas según Warr (2021).....	108
Figura 6.3. 3. Espectros Raman representativos de tres mediciones en la muestra M57. ....	109

Figura 6.3. 4. Espectro Raman correspondiente a una medición en la muestra M57. .	109
Figura 6.3. 5. Espectro Raman correspondiente a una medición en la muestra M57. ..	110
Figura 6.3. 6. Espectro Raman de la muestra M58. ....	111
Figura 6.3. 7. Microfotografías tomadas con microscopio óptico bajo luz reflejada (sin polarizador). a) Py: pirita, 2,5X. b) Cristales de arsenopirita (Apy) en ganga de cuarzo, que se presentan principalmente con formas anhedrales a subhedrales, en cristales diseminados o formando agregados, y en ocasiones rellenando fracturas. Los bordes se encuentran corroídos y parcialmente oxidados a escorodita. c) Asociación entre Apy y Py de carácter hipogénico, junto con covelina (Cv) de carácter supergénico. d) Cristal de Cst: casiterita y Apy. Abreviaturas según Warr (2021). ....	112
Figura 6.3. 8. Imágenes SEM sobre muestra proveniente de las vetas de antimonio (NE-SO) en Chinguillos Este. Sbn: estibina; Kem: kermesita; Sen: senarmontita; Vln: valentinita; Sfz: schafarzikita; Qz: cuarzo. Abreviaturas según Warr (2021). ....	113
Figura 6.3. 9. Imágenes SEM sobre muestra proveniente de las vetas de antimonio (NE-SO) en Chinguillos Este. Tpy: tripuhyita, de hábito fibroso, Jrs: jarosita y Rt: rutilo. Abreviaturas según Warr (2021). ....	114
Figura 6.3. 10. Imágenes SEM sobre muestra proveniente de las vetas ONO-ESE en Chinguillos. Los círculos rojos señalan las partículas de oro nativo (Au). ....	115
Figura 6.3. 11. Imágenes SEM de los minerales que conforman la paragénesis de las vetas ONO-ESE de Sb-Au en Chinguillos Este. Btr: berthierita; Sen: senarmontite; NJrs: natrojarosita y Brt: baritina. Abreviaturas según Warr (2021). ....	116
Figura 6.3. 12. Imágenes SEM sobre veta proveniente de las vetas de Chinguillos. Apy: arsenopirita; Py: pirita; Cv: covelina; Scd: escorodita; Cer: cerusita, Cmt: carminita; Anh: anhidrita. Abreviaturas según Warr (2021). ....	119
Figura 6.3. 13. Gráfico de barras correspondiente al índice de enriquecimiento para las 7 vetas mineralizadas analizadas en Chinguillos Este, respecto a la concentración de As, Au, Hg y Sb de la roca de caja. ....	124
Figura 6.4. 1. a) Vista general del sector de muestreo en una de las vetas de arsénico de Chinguillos Oeste. Las estrellas rojas indican los puntos donde se obtuvieron las muestras analizadas con TerraSpec, cuyos resultados evidenciaron la presencia de mica fengita. Las	

líneas punteadas amarillas señalan los límites aproximados de la estructura mineralizada.	
b) Detalle de uno de los puntos de muestreo donde TerraSpec identificó fengita.....	126
Figura 6.4. 2. a) Afloramiento donde la roca de caja adyacente a las vetas de Sb–Au (orientación E–O) presenta fengita identificada mediante espectrometría VNIR–SWIR (TerraSpec). b) Zona de mena con desarrollo de alunita supergénica detectada con TerraSpec. Vista hacia el este. Las estrellas rojas indican los puntos de muestreo. ....	127
Figura 7.1. 1. Esquemas de clasificación de inclusiones fluidas basados en las fases observadas a temperatura ambiente (Nash, 1976).....	137
Figura 7.1. 2. Clasificación de las inclusiones fluidas de acuerdo con su origen (Roedder, 1984).....	138
Figura 7.3. 1. Arriba: histograma de frecuencias de las temperaturas de homogeneización. Abajo: histograma de frecuencias de la salinidad calculada (porcentaje en peso de NaCl). .....	141
Figura 7.3. 2. Diagrama de temperatura de homogenización-salinidad que ilustra los rangos típicos para inclusiones de diferentes tipos de depósitos minerales. Los triángulos rojos indican las medidas de Th y salinidad para el sistema en estudio. Modificado de Wilkinson (2001).....	142
Figura 7.3. 3. Diagrama esquemático que muestra las tendencias típicas en el espacio Th-salinidad debido a diferentes procesos de evolución de fluidos.....	143
Figura 7.3. 4. Correlación entre la temperatura de fusión de hielo (Tm) y la temperatura de homogeneización (Th) de inclusiones fluidas individuales de las vetas epitermales de Chinguillos Oeste. La distribución de los datos refleja un proceso principal de ebullición y la presencia de un grupo aislado de inclusiones que sugiere una generación distinta de fluidos. ....	144
Figura 8.2. 1. La línea punteada roja indica la traza del perfil AA', correspondiente a Chinguillos Este. Los puntos blancos pertenecen a los sitios de medición. ....	149
Figura 8.2. 2. Las líneas punteadas rojas indican las trazas de los perfiles BB' y CC', correspondientes a Chinguillos Oeste. Los puntos blancos pertenecen a los sitios de medición. ....	150
Figura 8.2. 3. Análisis de datos de zonas de cizalla frágil-dúctil con programa FaultKinWin® (Marrett y Allmendinger, 1990).....	151

Figura 8.2. 4. Método de los diedros rectos desarrollado por Angelier y Mechler (1977). a) Ploteo de los distintos tipos de fallas en la Red de Schmidt. Las flechas indican el sentido del movimiento de los bloques colgantes. b) Diedros correspondientes a las fallas de a. En blanco el diedro de acortamiento, con su respectivo eje (P); en gris diedro de extensión con su respectivo eje (T). .....	151
Figura 8.3. 1. Microfotografías de metarenisca (izquierda) y metapelita (derecha) que muestran la foliación metamórfica penetrativa $S_1$ , definida por la orientación preferencial de filosilicatos, principalmente moscovita. Esta fábrica planar es paralela a la estratificación original ( $S_0$ ). .....	152
Figura 8.3. 2. Perfil estructural E-O con los datos estereográficos correspondientes a las mediciones de los planos de clivaje ( $S_1$ ) identificados con puntos negros. Las lineaciones ( $L_1$ ) medidas están marcadas con puntos morados, mientras que los ejes de los pliegues kink ( $E_1$ ) están representados por cuadrados verdes. Las vetas mineralizadas están asociadas mayormente a las metareniscas. ....	153
Figura 8.3. 3. Pliegues kink asimétricos, de escala centimétrica, desarrollados en las unidades metapelíticas. ....	154
Figura 8.3. 4. Diagrama de rosetas de las vetas mineralizadas medidas en Chinguillos Este. La flecha indica el vector principal con orientación NE, donde $N=40$ . ....	155
Figura 8.3. 5. Estereogramas de densidad de polos (proyección equi-areal, hemisferio inferior) comparando las estructuras del área de estudio. a) Polos de vetas mineralizadas, b) polos de zonas de cizalla. La coincidencia en los máximos de densidad revela un fuerte control estructural: ambas estructuras son subverticales y comparten una orientación preferencial de rumbo NNE-SSO con buzamiento hacia el ESE. La mayor dispersión de los polos de las vetas (a) sugiere el relleno de una red de fracturas asociada a la zona de cizalla principal.....	155
Figura 8.3. 6. Indicadores cinemáticos medidos en estructuras mineralizadas emplazadas en areniscas: a) brecha mineralizada asociada a estructura tensional (T), b) estrías correspondientes a fibras minerales o slickenfibers, c) zona de daño caracterizada por intensa fracturación y mayor permeabilidad respecto a la roca encajante. asociada a veta mineralizada y estructuras riedel (R). ....	156
Figura 8.3. 7. Indicadores cinemáticos medidos en estructuras mineralizadas: a) falla mineralizada, b) estructura T mineralizada, c) vetillas en échelon.....	157

Figura 8.3. 8. Cinemática global de las estructuras mineralizadas principales y sus conjugadas de Chinguillos Este.....	158
Figura 8.3. 9. Representación de la cinemática para cada grupo de vetas en el sector de Chinguillos Este.....	158
Figura 8.4. 1. Ejemplo de pliegue sinclinal inclinado con vergencia noroccidental. La traza punteada indica la proyección de los limbos. ....	160
Figura 8.4. 2. Perfil estructural BB' correspondiente a Chinguillos Oeste, con los diagramas estereográficos elaborados a partir de las mediciones de los planos de clivaje (S1) identificados con puntos negros. Las vetas mineralizadas, coloreadas con rojo, se emplazan en las charnelas de los pliegues y se alojan siempre en las unidades metapelíticas. ....	160
Figura 8.4. 3. a) Vista al sureste de la falla sinistral (310°/86° NE) que afecta la secuencia metasedimentaria, observada en perfil, b) misma falla vista en planta. ....	161
Figura 8.4. 4. A la izquierda, diagrama de rosetas de las vetas polimetálicas medidas en Chinguillos Oeste, con dirección predominante NNE. A la derecha, diagrama de densidad de polos. El agrupamiento bien definido de polos en el cuadrante occidental indica una orientación preferencial de vetas con buzamiento alto hacia el este-noreste, donde N=11. ....	162
Figura 8.4. 5. Indicadores cinemáticos en vetas de cuarzo emplazadas en metapelitas. Las estrías están representadas por las líneas punteadas negras. a) Estrías verticales con rake ~ 90° y escalones indicados con amarillo, b) estrías y marcas de arrastre de clastos de cuarzo indicados con círculos verdes y c) estrías horizontales con rake ~ 0°. ....	163
Figura 8.4. 6. Representación gráfica de la cinemática transtensiva global por el método de los diedros rectos. Con amarillo, se remarcan los ejes T y los ejes P que plotean en los campos contraccionales y extensionales, respectivamente.....	164
Figura 8.4. 7. a) Cluster de vetas con cinemática de rumbo y dirección de máxima extensión NO, b) Cluster de vetas con cinemática normal y componente dextral subordinada y dirección de extensión NE. ....	165
Figura 8.4. 8. Perfil CC' en Chinguillos Oeste, en el que se representa la veta de mayor extensión relevada en este sector y que se dispone en el plano axial de un pliegue anticlinal en estratos de metapelitas. ....	165

Figura 9.1. 1. Representación esquemática de las variaciones típicas dependientes del tamaño de grano en las edades de illita en muestras fraccionadas. Tomado de Hueck <i>et al.</i> (2022) .....	173
Figura 9.5. 1. Procesos de deformación continua para Chinguillos Este. Las edades K–Ar, están codificadas por colores según su significado geológico y el tamaño de las fracciones: rojo – edades directamente correlacionadas con la actividad de fallas y la mineralización, verde – edades correlacionables con el metamorfismo regional y la deformación, azul – edades del plegamiento. Las barras de error representan la desviación estándar analítica de cada muestra.....	178
Figura 9.5. 2. Procesos de deformación continua para Chinguillos Oeste. Las edades K–Ar, están codificadas por colores según su significado geológico y el tamaño de las fracciones: rojo – edades directamente correlacionadas con la alteración hidrotermal y la mineralización, verde – edades correlacionables con el metamorfismo regional y la deformación, azul – edades del plegamiento y naranja – edades de alteración hidrotermal vinculadas a los diques riolíticos.....	179
Figura 10.1. 1. Manifestaciones del magmatismo pérmico-triásico (E12723 y E12725) en el área de estudio, indicadas con flechas. ....	190
Figura 10.2. 1. a) Circones seleccionados para datación. b y c) Estructura interna de los circones observada con imágenes SEM. ....	193
Figura 10.3. 1. Ubicación y extensión geográfica del dique riolítico E12723. ....	196
Figura 10.3. 2. Vista hacia el norte del afloramiento donde se observa el dique riolítico, caracterizado por sus tonos rojizos. En la imagen se aprecia la escala proporcionada por los integrantes del equipo de campo. ....	197
Figura 10.3. 3. a) Textura porfirica con fenocristales de Qz: cuarzo y Fk: feldespato alcalino en una pasta con alteración sericítica; b) feldespato con alteración sericitico-arillosa; c) plagioclasa con macla polisintética. ....	198
Figura 10.3. 4. Ubicación del dique de la muestra E12725. ....	199
Figura 10.3. 5. a) Textura porfirica con fenocristales de cuarzo, feldespatos alterados y minerales opacos diseminados en una pasta con alteración sericítica; b) cristal de feldespato reemplazado por sericita; c) Bi: biotita reemplaza por clorita acompañada de opacos minerales.....	200

Figura 10.4. 1. a) Diagrama de clasificación de rocas ígneas de Middlemost (1994), basado en la proporción de $\text{SiO}_2$ vs. $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ . b) Diagrama de Winchester y Floyd (1976) que utiliza las razones $\text{Zr}/\text{TiO}_2$ vs. $\text{Nb}/\text{Y}$ . Las estrellas rojas indican la ubicación de las muestras ploteadas en el gráfico.....	201
Figura 10.4. 2. Diagramas de clasificación geoquímica propuestos por Frost et al. (2001). Izquierda: relación $\text{FeO}t/(\text{FeO}t + \text{MgO})$ vs. $\text{SiO}_2$ , que distingue entre tendencias ferrosas y magnésicas. Derecha: relación $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})$ vs. $\text{SiO}_2$ , que permite identificar tendencias cálcicas, calcoalcalinas, álcali-cálcicas y alcalinas. ....	202
Figura 10.4. 3. Diagrama de índice de saturación de aluminio (Shand, 1943), que se utiliza para discriminar rocas de composición metaluminosa, peraluminosa y peralcalina. ....	202
Figura 10.5. 1. Curva de concordia de 14 circones datados por U-Pb con CA-TIMS, construida con IsoplotR. Los puntos negros dentro de las elipses son los valores de las muestras analizadas. ....	203
Figura 10.5. 2. Histograma de edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtenidas en circones de la muestra Di1 (E12723), correspondiente al dique riolítico de Chinguillos Oeste ( $n = 14$ ). Las barras verdes indican la frecuencia de cristales por intervalo de 1 Ma, mientras que la curva violeta representa la densidad de probabilidad, destacando la concentración principal de edades entre 245 y 255 Ma. ....	204
Figura 10.5. 3. Diagrama de edades individuales, edad promedio ponderada e histograma de distribución para los 14 circones datados correspondientes a la muestra Di1.....	205
Figura 10.5. 4. Búsqueda de monacitas mediante Mineralogía Automatizada por SEM. Los cristales de monacitas en la muestra Di1, están representados con color violeta. Se encuentran enumerados aquellos valores que fueron seleccionados para análisis. ....	206
Figura 10.5. 5. Imágenes BSE de las monacitas de dique riolítico. Se reconocen formas parcialmente euhédricas con bordes redondeados (3, 7, 11), formas irregulares (1, 2a, 2b, 4, 5, 8, 9), formas prismáticas (6), texturas tipo esponja (9) y trazas de fisión (4, 5, 6 y 7). ....	207
Figura 10.5. 6. Diagrama de edades individuales de monacitas con sus respectivos errores analíticos ( $2\sigma$ ). La edad media ponderada es de $205 \pm 5$ Ma, con un MSWD de 1,3 y una probabilidad de concordancia de 0,063. Los datos corresponden al análisis de monacitas provenientes de los diques que afloran en Chinguillos Oeste. ....	208

Figura 10.5. 7. Diagramas de isocrona de ThO <sub>2</sub> total (ThO <sub>2</sub> + equivalentes de UO <sub>2</sub> expresados como ThO <sub>2</sub> ) vs PbO (wt%) *. La línea de regresión, con su coeficiente de determinación R <sup>2</sup> , se ajustan forzando el paso por el origen (Suzuki <i>et al.</i> , 1994; Montel <i>et al.</i> , 1996).....	208
Figura 10.5. 8. Concentración de ThO <sub>2</sub> y UO <sub>2</sub> de las monacitas estudiadas comparados con campos creados a partir de datos seleccionados de la literatura sobre monacitas de metasedimentitas de bajo grado (Rasmussen y Muhling, 2007; Janots <i>et al.</i> , 2008), medio (Janots <i>et al.</i> , 2008 y datos no publicados) y alto (Pyle <i>et al.</i> , 2005), granito (Zhu y O'Nions, 1999), pegmatitas (Mannucci <i>et al.</i> , 1986; Demartin <i>et al.</i> , 1991) e hidrotermales (Mannucci <i>et al.</i> , 1986; Demartin <i>et al.</i> , 1991). .....	209
Figura 11.1. 1. Anatomía de un sistema hidrotermal de oro orogénico. Tomado de Gaboury (2019). .....	217
Figura 11.1. 2. Esquema genérico de los estilos de mineralización aurífera relacionados a intrusivos, mostrando su distribución vertical en relación con el cuerpo plutónico principal. Tomado de Deng <i>et al.</i> (2022).....	219
Figura 11.1. 3. Esquema de los ambientes tectónicos de depósitos oro orogénico e IRGS: a) depósitos formados en el arco y retroarco, b) plutones tipo I reducidos relacionados, en contextos de colisión continental. Modificada de Sillitoe y Thompson (1998). .....	220
Figura 11.2. 1. Modelo esquemático de generación y migración de fluidos mineralizantes en un margen continental activo de subducción. La figura muestra la desvolatilización progresiva de la corteza oceánica subducida, con liberación de fluidos acuoso-carbonatados (H <sub>2</sub> O–CO <sub>2</sub> ) y orgánicos (H <sub>2</sub> O–CH <sub>4</sub> ) desde sedimentos y basaltos alterados, los cuales migran a lo largo del límite de placas hasta estructuras corticales favorables. Estos fluidos pueden dar lugar a depósitos de oro orogénico en zonas de acreción y antearco, así como a depósitos de Hg±Sb más superficiales. Modificado Goldfarb y Pitcairn (2022). .....	221
Figura 11.3. 1. Diagrama esquemático de las paragénesis minerales y asociaciones de metales en IRGS relacionados con el enfriamiento y la distancia desde la fuente del fluido. Las vetas de As, Sb y Ag-Pb-Zn se encuentran casi exclusivamente más allá del plutón causante. Modificado de Hart (2007). .....	226
Figura 11.3. 2. Diagrama simplificado que ilustra el modelo metalogénico de los depósitos IRGS, tomado de Deng <i>et al.</i> (2022). El recuadro amarillo destaca la posición	

relativa de los depósitos tipo Au-Pb-Zn distales, que se corresponde con el estilo de mineralización de Chinguillos Oeste. .... 227

Figura 11.4. 1. Modelo geodinámico esquemático que muestra el posible contexto geodinámico para la región estudiada (27° y 33°S). a) Antepaís devónico. Subducción de losa plana con una zona de resubducción a más de 800 km tierra adentro desde la fosa. Se desarrolla delaminación e hidratación de la litósfera, generando magmas predominantemente litosféricos. Se producen fusión parcial de la losa oceánica y pequeños volúmenes de magmas adakíticos de alta sílice (HSA, por sus siglas en inglés). b) Arco y retro-arco carbonífero. Subducción en retroceso (*roll-back*) con ascenso de manto caliente y acumulación en la región del retro-arco. LCh-RB: Batolitos Las Chacras-Potreros y Renca, AchB: Batolito Achala, CF: Cordillera Frontal, Pc: Precordillera y SPW: Sierras Pampeanas Occidentales. Tomado de Dahlquist *et al.* (2021). .... 229

Figura 11.4. 2. Modelo geodinámico esquemático (27° - 31°S) para el emplazamiento de las vetas de Sb±Au de Chinguillos Este y las vetas polimetálicas de Chinguillos Oeste en el límite entre Cordillera Frontal y Precordillera Occidental, en un contexto de arco magmático para el límite Devónico-Carbonífero. .... 232

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 6.3.1. Resultados del análisis semi-cuantitativo mediante EDS en porcentaje en peso de los elementos formadores de los minerales hipogénicos de las vetas en Chinguillos Este.....	116
Tabla 6.3.2. Resultados del análisis semi-cuantitativo mediante EDS en porcentaje en peso de los minerales supergénicos de las vetas en Chinguillos Este. ....	117
Tabla 6.3.3. Resultados del análisis mediante EDS en porcentaje en peso de los minerales hipogénicos de las vetas en Chinguillos Oeste. ....	120
Tabla 6.3.4. Resultados del análisis mediante EDS en porcentaje en peso de los minerales supergénicos de las vetas en Chinguillos Oeste. ....	120
Tabla 6.3.5. Resultados de análisis de laboratorio, correspondiente a As, Au, Hg y Sb para las vetas de Chinguillos Este, donde NA: No analizado. ....	123
Tabla 6.3.6. Resumen del análisis en las vetas de Chinguillos Oeste para Ag, As, Au, Cu, Pb, Sb y Zn, donde NA: No analizado. ....	125
Tabla 9.1. Edades obtenidas por el método K-Ar en illitas de Chinguillos Este. FG corresponde a muestras de fault gouges mineralizados; Pique 2, a la roca de caja próxima a la mineralización; y P2a y P2c, a la roca de caja cercana a la charnela de un pliegue. Además, se presentan datos del índice de cristalinidad y el grado de metamorfismo para cada muestra. ....	176
Tabla 9.2. Edades obtenidas por el método K-Ar en illitas de Chinguillos Oeste. P3 y Di1 corresponden a muestras del dique dacítico y riolítico, respectivamente; P11, M12 y M40, a la roca de caja lejana a la mineralización; P20 a la roca de caja cercana a la mineralización y PA01 y PA02, a planos axiales en metapelitas. Además, se presentan datos del índice de cristalinidad y el grado de metamorfismo para cada muestra.....	177

## ANEXO

Tabla A 1. Detalle de todas las mediciones de inclusiones fluidas realizadas.....	245
Tabla A 2. Muestras analizadas en este trabajo de tesis doctoral, junto a su ubicación y el tipo de análisis realizado en cada una.....	246
Tabla A 3. Análisis químico de roca total mediante digestión con acqua regia y análisis por ICP-MS (ultra traza) para Chinguillos Este, donde NA: No analizado. ....	247
Tabla A 4. Análisis químico de roca total mediante digestión con acqua regia y análisis por ICP-MS (ultra traza) para Chinguillos Oeste, donde NA: No analizado. ....	248
Tabla A 5. Análisis químico de óxidos mayoritarios mediante digestión con metaborato de litio y ICP/OES para la determinación de elementos traza de los diques que afloran en Chinguillos Oeste. ....	248
Tabla A 6. Resultados de la datación U-Pb por CA-TIMS de 14 circones correspondientes a la muestra DI1.....	249



# **CAPÍTULO 1: GENERALIDADES**

# CAPÍTULO 1: GENERALIDADES

## 1.1 Introducción

Este trabajo de investigación tiene como principal motivación comprender en profundidad dos yacimientos ubicados al norte de la provincia de San Juan, en el límite geológico entre la Cordillera Frontal y la Precordillera Occidental. Los depósitos estudiados corresponden, por un lado, al yacimiento de antimonio y oro conocido como Difunta Correa, explotado a pequeña escala en la década del 70, que en esta tesis será denominado Chinguillos Este. Por otro lado, se analizan las vetas polimetálicas distales asociadas a intrusiones, que serán denominadas Chinguillos Oeste, debido a la cercanía de ambos yacimientos a la localidad El Chinguillo.

Para abordar este desafío, se ha planteado una metodología multidisciplinaria que combina, entre otros, estudios estructurales, petro-mineralógicos, geoquímicos, microtermométricos de inclusiones fluidas y el uso de imágenes satelitales. Estas herramientas no solo permiten una caracterización detallada de los procesos geológicos que dieron origen a estos depósitos, sino que también proporcionan las bases necesarias para el desarrollo de un modelo metalogénico integral.

Además, este estudio implica un aporte significativo al conocimiento de un material crítico como es el antimonio, un elemento esencial en diversas industrias tecnológicas y estratégicas. En el contexto actual, donde la disponibilidad y explotación de materiales críticos son factores clave para el desarrollo económico, este trabajo contribuye a posicionar a Argentina como un actor relevante en la valorización de este tipo de recursos minerales. Cabe destacar que no existen en actualidad modelos metalogénicos robustos vinculados a los depósitos de antimonio de Argentina.

Por otro lado, el oro ha experimentado un notable incremento en su valor en los últimos años. Diversos análisis de instituciones financieras y expertos en mercados proyectan que su precio continuará en ascenso, con estimaciones que indican un aumento significativo para finales de 2025. Estas proyecciones reflejan la creciente importancia del oro en los mercados internacionales y su potencial como activo de inversión. Este aumento se atribuye a factores como la incertidumbre económica global y las políticas monetarias de las principales economías. En Argentina, el oro ha sido objeto de exploración y explotación activa, consolidándose como un componente esencial en la economía minera del país. La presencia de oro en los yacimientos estudiados en esta tesis no solo refuerza la relevancia de la investigación, sino que también ofrece una

oportunidad para desarrollar modelos metalogenéticos aplicables a otros sistemas auríferos en la región.

Por último, la falta de un entendimiento exhaustivo sobre las materias críticas en el país resalta la importancia de investigaciones como esta, que no solo enriquecen el conocimiento científico, sino que también fortalecen la capacidad de planificación y desarrollo sostenible de los recursos naturales. En este sentido, el presente estudio no sólo busca responder interrogantes científicos, sino también aportar al desarrollo económico y tecnológico de la Argentina.

## **1.2 Objetivos**

### *1.2.1 Objetivo general*

El objetivo general de la presente tesis doctoral es generar un modelo metalogénico para la región sur de la franja orogénica de oro y antimonio del Paleozoico en América del Sur. Para tal motivo, se estudia en detalle el depósito Difunta Correa (denominado en este trabajo como Chinguillos Este, Precordillera, Argentina), que representaría la exposición más suroccidental de la franja en América del Sur y posiblemente una de las más antiguas, estableciendo posibles correlaciones con depósitos de características similares, como los de la Puna y las Sierras Pampeanas en Argentina. Asimismo, se plantea un modelo genético y estructural para las vetas polimetálicas que afloran al suroeste del depósito Difunta Correa, en la margen derecha del río Blanco, asociadas espacial y temporalmente a los depósitos de oro y antimonio.

### *1.2.2 Objetivos específicos*

- Caracterizar las mineralizaciones y la alteración hidrotermal asociada de las vetas de antimonio y oro de Chinguillos Este y las vetas polimetálicas de Chinguillos Oeste, estableciendo relaciones con el magmatismo del área y determinando su génesis mediante análisis petro-mineralógicos, geoquímicos y geocronológicos.
- Caracterizar las estructuras y la deformación local y regional del distrito, y determinar su relación con el magmatismo y la mineralización, generando un modelo magmático-estructural.
- Determinar la edad de ambos depósitos mediante técnicas geocronológicas (Th-U-Pb en monacitas por EPMA, U-Pb en circones por CA-TIMS y K-Ar en micas blancas de grano fino), y establecer las relaciones temporales entre los depósitos, la actividad hidrotermal, el metamorfismo, la deformación y el magmatismo.

- Proponer un modelo metalogénico integral para ambos depósitos, integrándolos a escala de distrito.

### **1.3 Ubicación y vías de acceso**

El área de estudio se ubica en la región norte de la provincia de San Juan, departamento Iglesia, 260 km al noroeste de la capital (Figura 1.3.1), entre los 29°36' y 29°50' de latitud sur, y entre los 69° 05' y 69°13' de longitud oeste. Se accede a la zona de interés en dirección norte por la ruta nacional N°40 durante aproximadamente 150 km, que conecta la ciudad de San Juan con la ciudad de San José de Jáchal. Se continúa hacia el noroeste por la ruta provincial N°436 durante 22 km, hasta el empalme con la ruta nacional N°149. Por esta última, se recorren aproximadamente 115 km hasta la localidad Rodeo, cabecera del departamento Iglesia. Desde Rodeo, se accede al sitio de estudio por la ruta provincial N°430 hacia el norte hasta el paraje Las Chiguas. Desde ese punto, se continúa por el tramo no asfaltado de la misma ruta, que bordea la margen oriental del río Blanco hasta el paraje El Chinguillo. El acceso en este último tramo debe realizarse mediante un vehículo doble tracción por los cruces del río. En épocas de crecida estival, desde noviembre a marzo, no puede accederse al sector en vehículo.

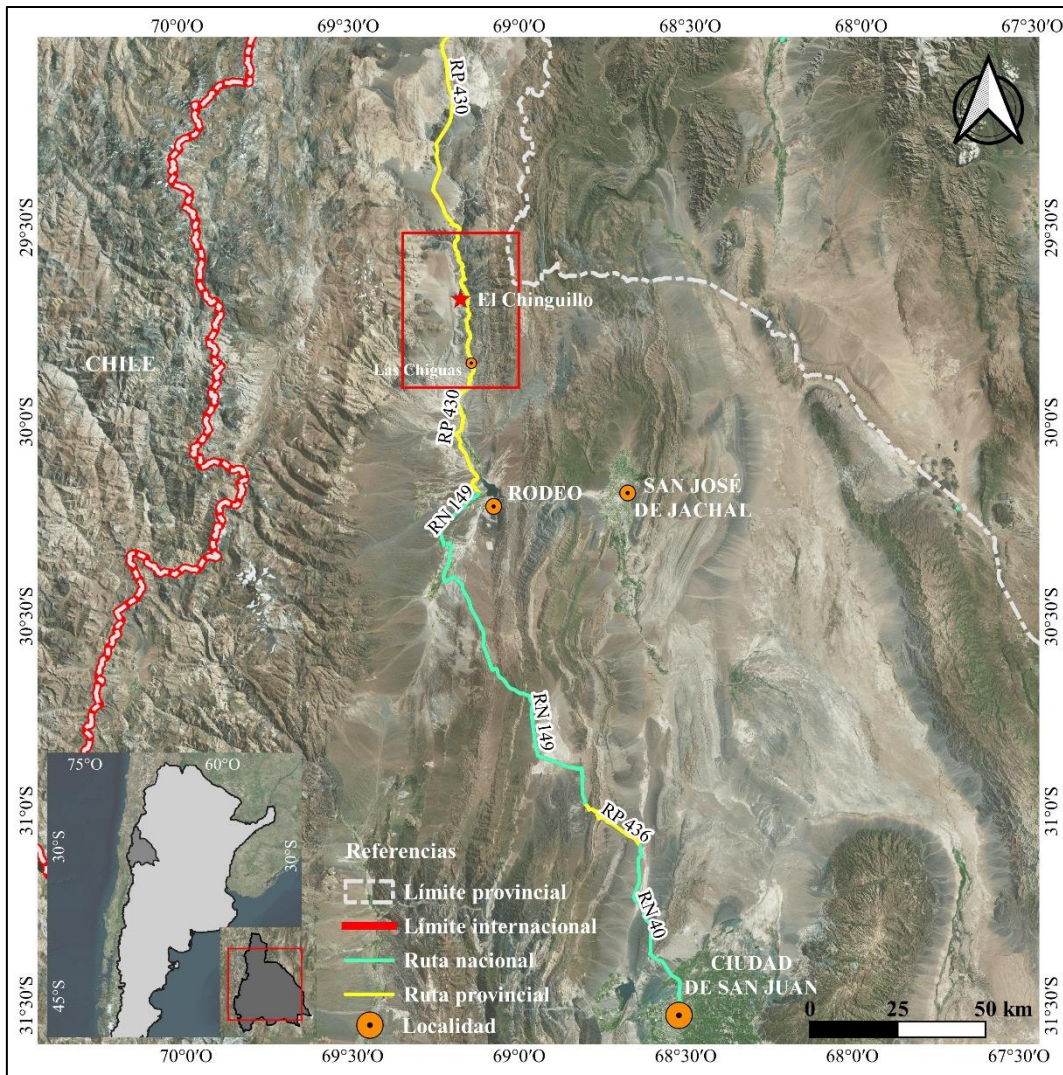


Figura 1.3. 1. Ubicación del área de estudio con las vías de acceso desde la ciudad de San Juan hasta El Chinguillo.

## 1.4 Orografía

El sector de estudio se encuentra limitado al este por la sierra de La Punilla y al oeste por el cauce del río Blanco y las planicies de altura denominadas llanos del Médano y del Molle. Estos, junto al Valle de Iglesia, forman la depresión intermontana que separa las provincias geológicas de Precordillera Occidental y Cordillera Frontal. La Figura 1.4.1 presenta un mapa de pendientes (escala 1:250000), en el cual los sectores montañosos están representados en rojo, mientras que los llanos y las depresiones se encuentran en verde.

La Cordillera Frontal, ubicada al oeste de la zona de estudio, está integrada por cordones montañosos con extensión norte-sur y alturas mayores a 6000 m s.n.m., con predominio de morfología glacial y periglacial. Hacia el este se desarrollan los llanos,

rasgos orográficos que constituyen la zona de transición hacia los cordones precordilleranos, caracterizados por relieves de menor altura y el predominio de procesos fluviales y aluviales.

La sierra de La Punilla pertenece al ámbito de Precordillera Occidental, posee un rumbo general norte-sur y una forma ligeramente sinusoidal, con una altura máxima de 4857 m s.n.m. en el cerro La Bolsa, una longitud de alrededor de 125 km y un ancho máximo de 26 km. Sus mayores elevaciones se encuentran en la porción norte y centro del cordón montañoso principal y desde allí desciende suavemente hacia el sur, casi en línea recta hasta la sierra El Volcán.

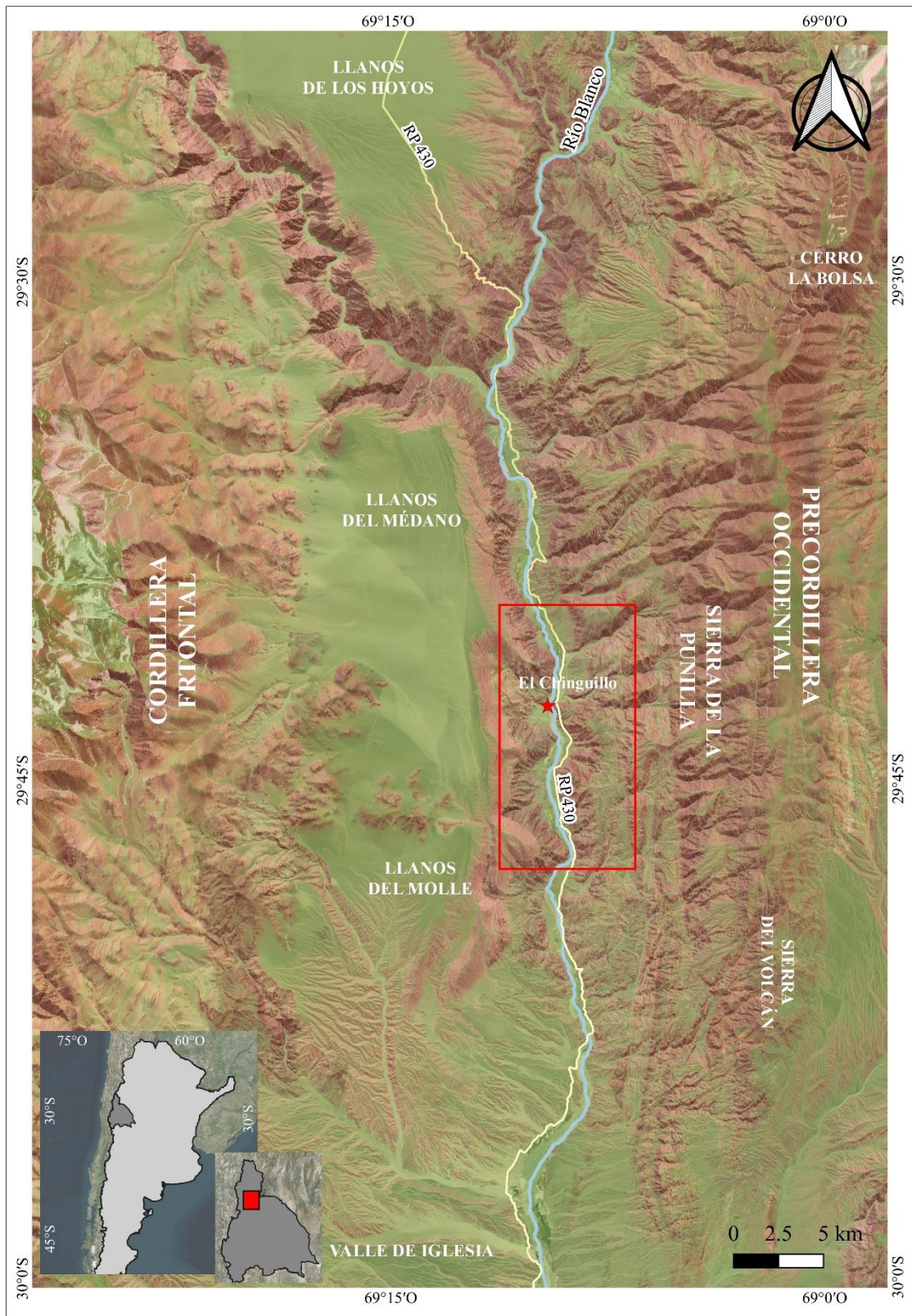


Figura 1.4. 1. Mapa orográfico del sector de estudio (1:250000), indicado con un rectángulo rojo. Las zonas con mayor pendiente se presentan en tonos rojizos, y las de menor pendiente en matices verdes.



# CAPÍTULO 2: METODOLOGÍA

## CAPÍTULO 2: METODOLOGÍA

El análisis preliminar previo a las campañas de campo incluyó el uso de imágenes satelitales (LANDSAT 8 y ASTER), una herramienta clave para la identificación de unidades litológicas y tipos de alteración a escala regional. Estos análisis se complementaron con datos aeromagnéticos, que permitieron identificar anomalías geométricas asociadas a la génesis de los depósitos minerales, proporcionando una base de información integral para el trabajo de campo.

Se realizaron 8 campañas en el sector de estudio que comprende Chinguillos Este y Oeste, con una duración de 2 a 3 días cada una. Durante las campañas, se utilizó la estancia El Chinguillo como lugar de alojamiento (Figura 2.1.1), situada a 70 km al norte de Rodeo, en el departamento Iglesia, y a 300 km de San Juan.



*Figura 2.1. 1. Vista panorámica de la estancia El Chinguillo.*

El trabajo de campo se llevó a cabo en dos sectores claramente diferenciados, Chinguillos Este (i.e., Distrito Difunta Correa) y Chinguillos Oeste, donde las metodologías implementadas fueron ajustadas a las particularidades de la mineralización presente en cada área. Las primeras campañas se centraron en el reconocimiento detallado de la geología local, con el objetivo de identificar preliminarmente las principales unidades geológicas, estructuras y características litológicas del área. Para los mapeos

geológicos se utilizaron herramientas convencionales de trabajo de campo, tales como brújula geológica Brunton, piqueta, maza, GPS portátil, bolsas de muestreo y cuadernos de campo. Se emplearon tanto soportes impresos (mapas topográficos e imágenes satelitales en papel) como soportes digitales, utilizando una aplicación móvil gratuita (*Offline Maps*) que permitió visualizar cartografía base e imágenes satelitales sin conexión en zonas de difícil accesibilidad. El uso combinado de estas herramientas facilitó la toma de mediciones de estructuras, la ubicación precisa de puntos de muestreo y la delimitación de unidades litológicas en terreno.

Las campañas subsecuentes se enfocaron en la recolección de muestras (Tabla A 2, Anexo) y datos necesarios para los análisis de laboratorio. El detalle de cada metodología aplicada en esta tesis doctoral se describe en las secciones correspondientes.

Las actividades específicas incluyeron:

- Muestreo petro-mineralógico: Estudios de microscopía óptica, microscopía electrónica de barrido (SEM) combinada con espectroscopía de rayos X por dispersión de energía (EDS), y espectroscopía Raman para determinar la paragénesis hipogénica y supergénica y las asociaciones de alteración.
- Muestreo geoquímico: Recopilación de muestras para análisis químicos de elementos metálicos y análisis litogeoquímicos (roca total).
- Muestreo de vetas y vetillas de cuarzo para análisis de inclusiones fluidas.
- Muestreo para determinación de minerales de alteración: Espectrometría de infrarrojo cercano (TerraSpec Halo) y difracción de rayos X (DRX).
- Levantamiento de datos cinemáticos y estructurales, incluyendo mediciones de estratificación, planos de clivaje, zonas de cizalla frágil-dúctil, vetas y vetillas, pliegues y otras estructuras relevantes para analizar la deformación y los controles estructurales de la mineralización.
- Dataciones K–Ar en illitas, a partir del muestreo de metasedimentitas de la roca de caja, *fault gouges* y planos axiales de pliegues, con el fin de determinar las edades de metamorfismo, deformación y alteración hidrotermal en ambos depósitos.
- Dataciones Th-U-Pb en monacitas con EPMA para establecer la edad de la alteración hidrotermal.
- Dataciones U-Pb en circones mediante CA-TIMS de las unidades ígneas asociadas espacialmente a los depósitos.



# **CAPÍTULO 3: MARCO GEOLÓGICO**

## CAPÍTULO 3: MARCO GEOLÓGICO

### 3.1 Introducción

Los yacimientos minerales considerados en este estudio se encuentran en el límite entre las provincias geológicas de la Cordillera Frontal y la Precordillera Occidental, al norte de San Juan, entre las latitudes 29°40' y 29°45'S. La Cordillera Frontal constituye una provincia morfoestructural que se formó durante la orogenia Andina. Está situada al oeste de la Precordillera, extendiéndose entre las latitudes 27° y 34°45'S en Argentina (Caminos, 1979) y, entre los 27° y 31°S en Chile. La configuración geológica actual de este sistema montañoso es el resultado de una serie compleja de eventos tectónicos superpuestos, que comenzaron en el Paleozoico inferior como resultado de procesos de tectónica de colisión y subducción desarrollados hasta la actualidad (Ramos, 1988).

Según Mpodozis y Ramos (1989), la evolución de la Cordillera andina puede dividirse en tres etapas principales, definidas por cambios en el régimen tectónico del margen (tipo de subducción y grado de acoplamiento), el estilo orogénico dominante, la firma magmática asociada y el tipo de cuencas desarrolladas en cada período. La primera, que abarca desde el Ordovícico hasta el Devónico superior, se conoce como el Ciclo Orogénico Famatiniano. Este período estuvo marcado por una significativa acreción de terrenos alóctonos al margen sudamericano. La segunda etapa comienza en el Carbonífero inferior y se extiende hasta el Triásico, y corresponde al Ciclo Orogénico Gondwánico. Durante este período, se desarrollaron prismas de acreción extensos en un sistema de subducción tipo andino, es decir, un margen convergente activo donde una placa oceánica subduce bajo un continente, generando un arco magmático continental y crecimiento del prisma acrecionario, sin colisiones continentales importantes. Cabe destacar, sin embargo, que trabajos más recientes indican un proceso continuo de subducción entre el Devónico y el Carbonífero, como parte de un mismo ciclo orogénico (Dahlquist *et al.*, 2021, y referencias allí citadas). La tercera etapa abarca desde el Triásico superior-Jurásico inferior hasta el Cuaternario. Entre el Triásico y el Cretácico inferior se desarrollaron cuencas de rift sobre antiguas suturas paleozoicas, en un contexto de subducción con bajo acoplamiento, favorecido por el retroceso negativo de la trinchera (*negative trench roll-back*). Este régimen extensional, que perduró hasta el Aptiano-Albiano, dio paso al Ciclo Orogénico Andino al final del Cretácico inferior, cuando el movimiento absoluto del continente hacia el oeste inició un régimen compresivo sostenido. Desde entonces, la subducción con alto acoplamiento generó inversión

tectónica, engrosamiento cortical, migración del arco magmático y formación de cuencas de antepaís. El ciclo Andino, activo hasta el presente, se caracteriza por fases de deformación y magmatismo intercaladas con períodos de relativa quietud, muchas veces controladas por episodios de subducción somera (*flat-slab*) (Ramos, 2009).

Por otro lado, la Precordillera es una faja plegada y corrida que abarca partes de Mendoza, San Juan y La Rioja. Se ha dividido en tres subunidades entre los 31°30' y 33°30' de latitud sur, en función de su estratigrafía y características estructurales: Occidental, Central y Oriental (Heim, 1952; Baldis y Chebli, 1969; Ortiz y Zambrano, 1981). Los atributos morfotectónicos característicos de la Precordillera a esas latitudes son cordones montañosos subparalelos de 100 a 150 km de largo, con una orientación general norte-sur, separados por valles longitudinales de igual extensión. Al sur de los 31°30' de latitud, la deformación tardío-cenozoica sobre un substrato pre-neógeno fracturado dio origen a la Precordillera Sur, influenciada por anisotropías estructurales heredadas de la deformación Chánica y la orogenia Sanrafaélica (Cortés *et al.*, 2005, 2006).

En particular, la Precordillera Occidental está dominada por sobrecorrimientos de vergencia oriental (von Gosen, 1992; Ramos, 1995; Cristallini y Ramos, 2000), y se caracteriza por grandes espesores de depósitos silicoclásticos del Paleozoico inferior, que han sido interpretados generalmente como depósitos marinos profundos y de talud (Harrington, 1971; Quartino *et al.*, 1971; Furque, 1979, 1983; Fauqué y Villar, 2003, entre otros). Una gran parte de los depósitos silicoclásticos expuestos a lo largo de la Precordillera Occidental contiene fauna de graptolitos y/o conodontes de edad Sandbiana-Hirnantiana (Blasco y Ramos, 1976; Varela *et al.*, 1982; Cuerda *et al.*, 1986; Schauer *et al.*, 1987; Ortega *et al.*, 2008; Voldman y Banchig, 2020, entre otros). El contenido fósil permite establecer la edad de los depósitos y concuerda con las edades máximas de deposición del Ordovícico medio-Silúrico temprano obtenidas en varias unidades (Abre *et al.*, 2012). También se reconocen depósitos turbidíticos del Silúrico al Devónico temprano, cuya edad se determina a partir hallazgos palinológicos y florísticos (Cortés, 1992; Edwards *et al.*, 2001; Rubinstein y Steemans, 2007; Amenábar y di Pasquo, 2009). Estas secuencias marinas muestran metamorfismo de muy bajo a bajo grado asociado a deformación, alcanzando facies de esquistos verdes (von Gosen, 1992, 1995). Este evento se interpreta como la colisión del terreno alóctono Chilenia con el margen de Cuyania durante el Devónico medio, proceso que generó el metamorfismo de muy bajo a bajo

grado y la deformación observada en estas secuencias (Cucchi, 1971; Buggisch *et al.*, 1994; Davis *et al.*, 1999; 2000; Willner *et al.*, 2011).

A lo largo del margen occidental de la Precordillera aflora además la faja máfica–ultramáfica, la cual representa la zona de sutura entre los terrenos Cuyania y Chilenia (Boedo *et al.*, 2021). Esta faja se extiende en dos sectores: un sector norte (28–32°S) con metabasaltos y metagabros tipo MORB intercalados en sucesiones marinas ordovícicas, y un sector sur (>32°S) donde afloran serpentinitas, cumulos ultramáficos, granulitas máficas, gneises y metahialoclastitas de edad neoproterozoica–devónica. Su evolución registra al menos dos etapas extensionales (Neoproterozoico y Ordovícico–Devónico temprano) relacionadas con magmatismo MORB/E-MORB, seguidas por deformación sin-metamórfica polifásica (D1 y D2) durante la colisión de Chilenia en el Devónico medio-tardío. Estudios geofísicos recientes muestran que esta faja posee continuidad en profundidad y controla lineamientos NNE–SSO que marcan el límite entre la Precordillera y la Cordillera Frontal (Sánchez *et al.*, 2024)

También se encuentran depósitos de márgenes de plataformas carbonáticas del Cámbrico medio-tardío (Banchig, 2006; Bordonaro *et al.*, 2008). Estos depósitos son contemporáneos a la plataforma carbonática del Paleozoico inferior desarrollada en los sectores Oriental y Central de la Precordillera (Astini *et al.*, 2000). Por último, depósitos carboníferos no metamorizados se superponen en discordancia a las rocas del Paleozoico inferior a lo largo del margen occidental de la Precordillera (Amos y Rolleri, 1965).

### **3.2 Marco geológico regional**

En la Precordillera Occidental, las unidades más antiguas aflorantes en el sector de estudio (Figura 3.2.1), corresponden al Paleozoico medio y superior. Estas unidades incluyen la Formación Río Blanco y el Grupo Chinguillos (Devónico), la Formación Punilla (Devónico-Carbonífero inferior), el Grupo Angualasto (Carbonífero inferior a superior) y la Formación Quebrada Larga (Carbonífero superior). En la base de esta última unidad, se intercala una unidad volcánico-clástica denominada Formación Acerillos. El Mesozoico comprende a una unidad continental integrada por conglomerados, areniscas y pelitas rojas de la Formación Santo Domingo, restringida al nordeste de la región. Durante el Neógeno tuvo lugar un evento volcánico dado por las ignimbritas mioceno-pliocenas de la Formación Las Trancas y depósitos continentales representados por la Formación Las Flores del Mioceno medio a superior. En el Pleistoceno, se depositaron conglomerados y areniscas que rellenan los valles de altura (Formación Los

Llanos). Culmina la columna con depósitos de piedemonte, eólicos y fluviales (Cardó *et al.*, 2007).

En la Cordillera Frontal, los depósitos más antiguos corresponden a las sedimentitas devónicas del Grupo Chinguillos y a la Formación Cerro Agua Negra del Carbonífero superior, ambas constituidas por secuencias siliciclásticas marinas. Estas unidades conforman la roca de caja de la Granodiorita Tabaquito, de edad carbonífera inferior ( $322 \pm 5$  Ma; Dahlquist *et al.*, 2018a), así como de varios plutones granodioríticos y graníticos principalmente pérmicos (252–279 Ma; Sato *et al.*, 2015), que forman parte del batolito de Colangüil. Solo el conjunto más joven de plutones está vinculado a la provincia magmática Choiyoi. Los depósitos del Paleógeno corresponden a conglomerados, areniscas e ignimbritas de la Formación Río de La Sal y tobas de la Formación Tobas Multicolores Valle del Cura. En el Oligoceno superior – Mioceno inferior, se emplazaron espesas secuencias de rocas volcánicas, que incluyen facies lávicas y piroclásticas correspondientes al Grupo Doña Ana (Litvak, 2009). En el Neógeno, se generaron las sedimentitas de la Formación La Ollita, así como los aglomerados, andesitas e ignimbritas de la Formación Cerro de las Tórtolas, la cual está cubierta en forma discordante por las ignimbritas Vacas Heladas, compuestas por tobas dacíticas (Litvak, 2004). Durante el Mioceno, se registró la intrusión de granitoides. Estos cuerpos se localizan en la Cordillera Frontal y se asocian a zonas de alteración hidrotermal como el pórfido Vicuña (distrito El Salado) y los sectores de Río Frío, Jagüelito y Veladero, además del plutón Los Médanos, situado en el borde oriental de la Cordillera Frontal. En el Plioceno-Pleistoceno se depositaron los conglomerados y areniscas de la Formación Los Baños. El Cuaternario está representado en la Cordillera Frontal por depósitos glaciales, de remoción en masa, de piedemonte, eólicos y fluviales (Cardó *et al.*, 2007) (Figura 3.2.1).

La estructura de la zona se caracteriza por una faja corrida y plegada de piel gruesa en la Cordillera Frontal y una faja corrida y plegada de piel delgada en la Precordillera Occidental. La vergencia general es hacia el este, con retrocorrimientos importantes en los bordes occidentales de los principales cordones montañosos. Los corrimientos tienen rumbo predominante norte-sur. Durante el ciclo Gondwánico, la Formación Agua Negra fue afectada por pliegues con vergencia hacia el este y hacia el oeste. Las rocas de las unidades del Paleozoico inferior en la Precordillera muestran pliegues apretados con vergencia hacia el oeste y fallas inversas imbricadas también con vergencia al oeste, que se interpretan como relictos de la deformación tectónica del Ciclo Famatiniano. En el ciclo

extensional del Pérmico-Triásico, se desarrollaron fallas normales que afectan los depósitos carboníferos de la Formación Agua Negra y están relacionadas con la distribución de los afloramientos del Grupo Choiyoi. Algunas fallas con rumbo norte-sur coinciden con el emplazamiento de los plutones del batolito de Colangüil (Cardó *et al.*, 2007).

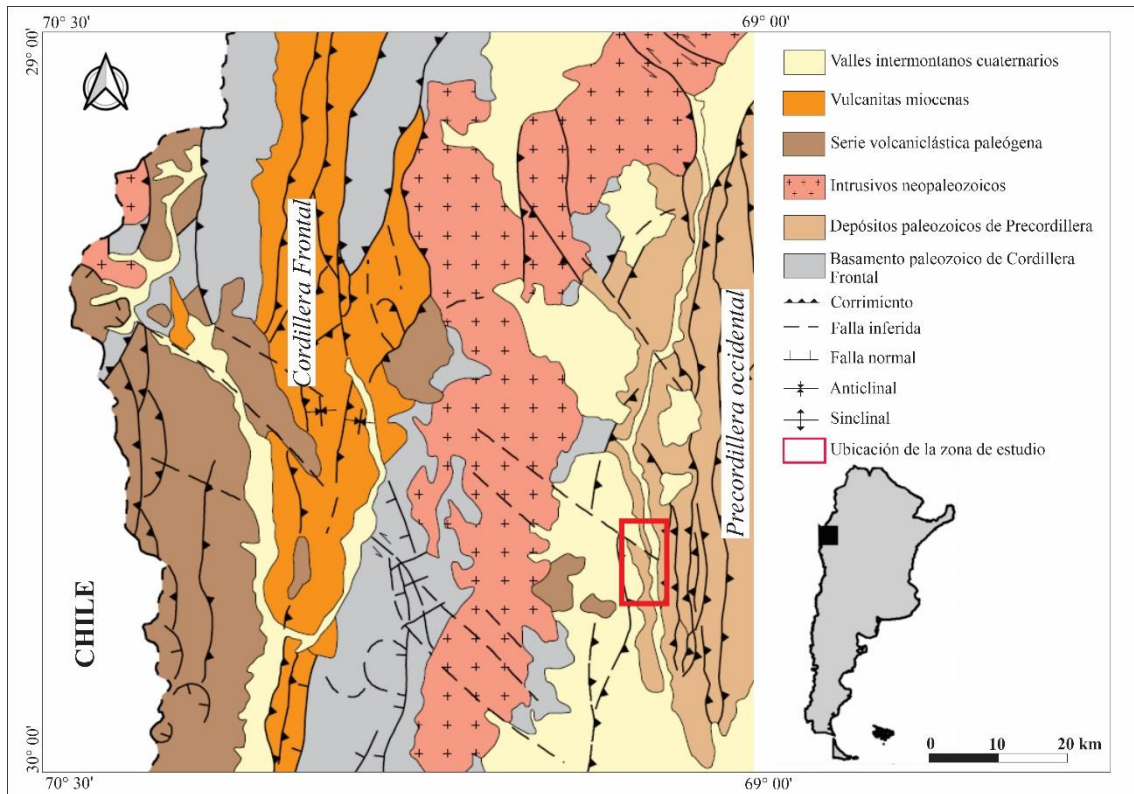


Figura 3.2. 1. Mapa regional que muestra las unidades geológicas generalizadas y las principales estructuras tectónicas. El recuadro rojo señala la zona de estudio, ubicada en el límite entre la Cordillera Frontal y la Precordillera Occidental.

### 3.3 Estratigrafía local

Para representar la estratigrafía del área de estudio, se elaboró un mapa geológico a escala 1:75.000, en el cual se cartografiaron las principales litologías aflorantes y las estructuras geológicas más relevantes (Figura 3.3.1). La elaboración de este mapa se basó en observaciones de campo y en la Hoja Geológica 2969-III, Malimán (Cardó *et al.*, 2007).

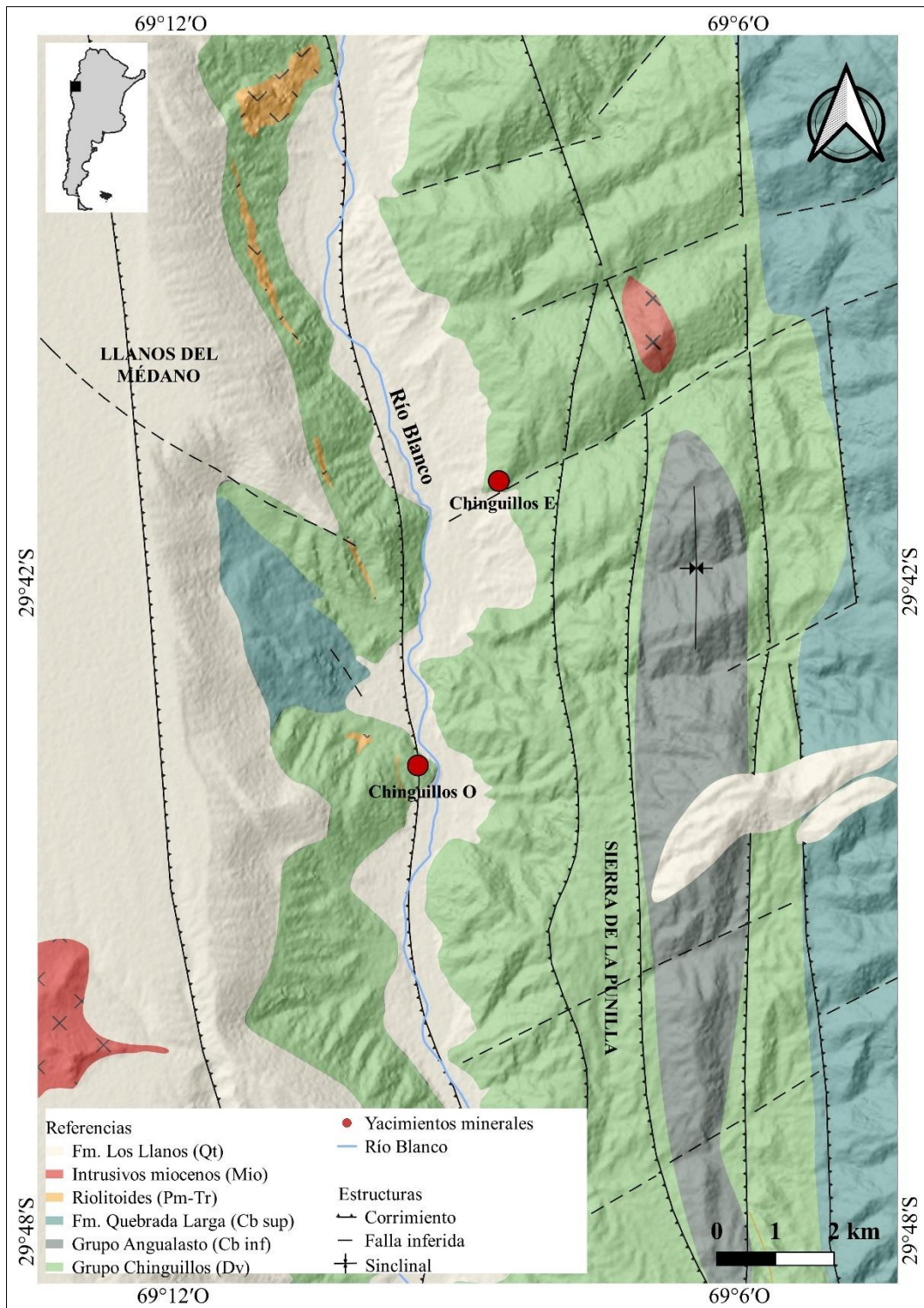


Figura 3.3. 1. Mapa geológico (1:75000) de la región de estudio. Con puntos rojos, se ubican los depósitos estudiados: Chinguillos Oeste y Chinguillos Este.

### **Devónico**

#### Grupo Chinguillos

En la Hoja Geológica 2969-III de Malimán (Cardó *et al.*, 2007), la Formación Río Blanco ha sido separada tentativamente del Grupo Chinguillos con el propósito de resaltar la posible presencia de rocas ordovícicas en la región. No obstante, en este trabajo, como se muestra en la Figura 3.3.1, se considera que ambas unidades corresponden al Devónico. En particular, se interpreta que las rocas tradicionalmente asignadas a la Formación Río Blanco, tal como están descritas en la mencionada hoja geológica, son de edad devónica y no ordovícica, como se ha propuesto previamente. Aunque Cardó *et al.* (2007) asignaron esta unidad al Ordovícico basándose en su correlación litológica con la Formación Yerba Loca (Furque, 1963), en este estudio se plantea una reinterpretación de su edad. Durante el trabajo de campo no se identificaron fósiles en las rocas analizadas; sin embargo, estas presentan características litológicas, mineralógicas y un grado de metamorfismo similares a los observados en las rocas del margen izquierdo del río Blanco (i.e., Grupo Chinguillos). Además, comparten una respuesta espectral equivalente (Sección 5.1, Figuras 5.1.1, 5.1.4 y 5.1.5), lo que respalda la hipótesis de que se trata de depósitos devónicos.

El Grupo Chinguillos fue definido por Furque y Baldis (1973), cuya edad devónica fue determinada mediante fósiles obtenidos en las quebradas de Chiguas, Ramaditas y Pircas Negras e incluye las formaciones Pircas Negras y Chigua. La separación entre estas unidades no es clara debido a la similitud litológica, la intensa deformación de las rocas, y la ausencia de relaciones estratigráficas bien definidas.

En el cerro de La Gloria, en la Cordillera Frontal, afloran grauvacas verdes con alternancia de lutitas negras, con metamorfismo incipiente, que constituyen la roca de caja de la Granodiorita Tabaquito. Estos afloramientos son integrados al Grupo Chinguillos, dada la edad carbonífera inferior del cuerpo intrusivo. Idéntico criterio se ha seguido con las rocas sedimentarias que constituyen la roca de caja del plutón en el borde oriental del mismo.

#### - Formación Pircas Negras

Distribuida en las sierras de La Punilla y del Volcán, esta formación presenta un espesor de 800 a 1000 m y el estrato tipo ubicado en la quebrada Pircas Negras, margen occidental del río Blanco. Está formada por conglomerados polimícticos con lutitas subordinadas en la base, seguidos de ritmitas, areniscas y pelitas con marcas subestratales, y culmina con lutitas y areniscas subordinadas. Su base está en contacto por falla con la

Formación Chigua, y el techo no es observable. Los fósiles *Phacops chavelai* y *Haplostigma furquei* permiten asignarle una edad devónica media a superior.

- Formación Chigua

Aflora en la margen oriental del río Blanco, entre las quebradas Ramadita y El Chaco, y está integrada por dos miembros: Chavela y Ramadita, definidos originalmente por Furque (1956). Esta formación, con una sucesión sedimentaria continua según Sarudiansky (1971), presenta una fauna fosilífera que respalda una edad devónica media a superior. El miembro Chavela está compuesto por lutitas, escasas areniscas y lentes calcáreos con fósiles marinos diversos, como trilobites, amonoideos y *Haplostigma furquei*, alcanzando un espesor de 220 m. Por su parte, el miembro Ramadita incluye lutitas con lentes calcáreos y conglomerados polimícticos lentiformes, con un espesor máximo de 480 m. Esta formación está en contacto por falla con la Formación Pircas Negras y su techo está cubierto mediante discordancia angular por depósitos carboníferos de la Formación Malimán. El ambiente sedimentario se interpreta como correspondiente a un abanico distal o la parte externa de un abanico medio.

Ambas formaciones se correlacionan con la Formación Punta Negra de la Precordillera riojana.

***Carbonífero – Pérmico***

Los depósitos carboníferos en la región se encuentran distribuidos en diversas unidades: el Grupo Angualasto y las formaciones Quebrada Larga y Acerillos en la Precordillera Occidental, junto con la Granodiorita Tabaquito, que aflora tanto en la Cordillera Frontal como en la Precordillera. Por su parte, la Formación Agua Negra, predominante en la Cordillera Frontal, corresponde mayoritariamente al Carbonífero, aunque sus niveles superiores transicionan hacia el Pérmico inferior.

Grupo Angualasto

Los afloramientos carboníferos de la sierra de La Punilla, originalmente denominados Formación Volcán por Furque (1956, 1963), fueron reinterpretados por Scalabrini Ortiz (1970-1973) como dos unidades estratigráficas independientes: las formaciones Malimán (inferior) y Cortaderas (superior). Posteriormente, Limarino y Césari (1992) propusieron agrupar estas unidades, junto con la Formación El Ratón de la zona de Calingasta, bajo el nombre de Grupo Angualasto.

El Grupo Angualasto aflora en el flanco occidental de las sierras de La Punilla y del Volcán, extendiéndose desde la quebrada El Carrizal al sur hasta la quebrada La Ramadita al norte. Su estrato tipo se encuentra en la quebrada de La Cortadera. Este grupo se desarrolló en un ambiente sedimentario mixto, caracterizado por alternancias de eventos transgresivos y regresivos.

Con un espesor total de 2350 m, el Grupo Angualasto está compuesto litológicamente por areniscas y pelitas de tonalidades verde oscuro y gris, con una secuencia conglomerádica en sus niveles inferior y medio. Estratigráficamente, su base se encuentra en discordancia con la Formación Chigua, mientras que su techo está en contacto por falla con la Formación Punilla.

- Formación Malimán

La Formación Malimán, (Scalabrini Ortiz, 1970, 1972), está compuesta por areniscas (grauvacas líticas y feldespáticas), pelitas y paraconglomerados de color verde oscuro. Su columna estratigráfica comienza con un conglomerado matriz sostén, seguido de areniscas gris verdosas, medianas a finas, intercaladas con pelitas verdes macizas y estratificadas, presentando laminación ondulítica y frecuentes calcos de carga.

En niveles intermedios, se desarrolla una secuencia de areniscas y limolitas verde oscuro con niveles aislados de diamictitas, caracterizadas por paraconglomerados matriz sostén y pelitas guijarrosas. Los clastos, de hasta 20 cm de diámetro, son medianamente redondeados y están dispersos en una matriz pelítica. La parte superior está dominada por areniscas medianas a gruesas, con estratificación entrecruzada, y por subarcosas, grauvacas líticas y arcosas gris a rosadas, acompañadas de pelitas laminadas y niveles de ortoconglomerados con clastos de hasta 15 cm.

Los niveles sedimentarios de esta formación corresponden a facies marginales de depósitos marinos litorales en su base, facies de cañones submarinos en la sección intermedia, y facies de fan delta en la sección superior.

Los primeros hallazgos fosilíferos fueron reportados por Frengüelli (1954), seguidos de trabajos de Menéndez (1965), Azcuy *et al.* (1987), Césari (1988), Sessarego y Césari (1989) y Arrondo *et al.* (1991). Basándose en la asociación fosilífera, estos autores atribuyen a la formación una edad carbonífera temprana, probablemente Viseano.

- Formación Cortaderas

Los depósitos de la Formación Cortaderas (Scalabrini Ortiz, 1970, 1972), parte de la ex Formación Volcán definida por Furque (1956, 1963), están representados por una secuencia fluvial que culmina en facies glacimarinas. Su perfil tipo, ubicado en la quebrada La Cortadera, comienza con un ortoconglomerado polimíctico clasto sostenido, compuesto por rodados de cuarzo, volcanitas y areniscas, redondeados con diámetros entre 30 y 15 cm.

Sobre esta base, se intercalan areniscas laminadas medianas y finas de color gris verdoso, con lentes pelíticos que incluyen paleosuelos y restos de plantas, junto a un banco de pelitas negras carbonosas de 40 cm de potencia. Los niveles superiores contienen areniscas medianas a gruesas, conglomerados, areniscas finas y limolitas, organizadas en ciclotemas granodecrecientes. La unidad alcanza un espesor total de 1160 m.

El ambiente sedimentario corresponde a depósitos de planicie fluvial y cuenca de inundación, con una transición hacia el techo a depósitos glacimarininos (Limarino y Page, 1988).

La edad carbonífera inferior a superior temprana ha sido determinada por su contenido fosilífero. Carrizo (1990) reportó *Nothorhacopteris argentina* y *Botrychiopsis* sp. en niveles con limolitas, mientras que Limarino *et al.* (1988) identificaron *Rhodopteridium* sp. en niveles basales.

### Granodiorita Tabaquito

La Granodiorita Tabaquito, definida como unidad independiente por Sato *et al.* (1990), constituye el plutón más extenso del batolito de Colangüil. Se localiza al noreste de la zona de estudio, abarcando la sierra de Las Cuevas, los cerros Batidero, Peñas Blancas y del Cachiyuyal (Figura 3.3.2). Originalmente incluida dentro de la Granodiorita Las Piedritas (Llambías y Sato, 1990), esta unidad fue posteriormente reconocida como el plutón Tabaquito.

Litológicamente, se compone de granodioritas de color gris claro, grano medio, con megacristales de feldespato potásico y una mineralogía dominada por biotita y anfíboles (Sato *et al.*, 1990). Están intruidas por un enjambre de diques de composición intermedia de orientación radial y por una serie de diques longitudinales máficos posteriores a los radiales.

El plutón intruye a areniscas finas y pelitas grises verdosas, de edad indeterminada en el sector norte, y al Grupo Chinguillos en el borde sudoriental. Es la unidad más

antigua del batolito, con edades entre 326-329 Ma (Carbonífero inferior alto) determinadas mediante dataciones Rb-Sr en biotita y roca total (Shaw *et al.*, 1990). Moreno *et al.* (2020) obtuvieron edades de  $337 \pm 2$  Ma a  $322 \pm 5$  Ma (U/Pb en circones) y establecieron que este intrusivo se emplazó en condiciones someras ( $\sim 750$  °C y 2 kbar).

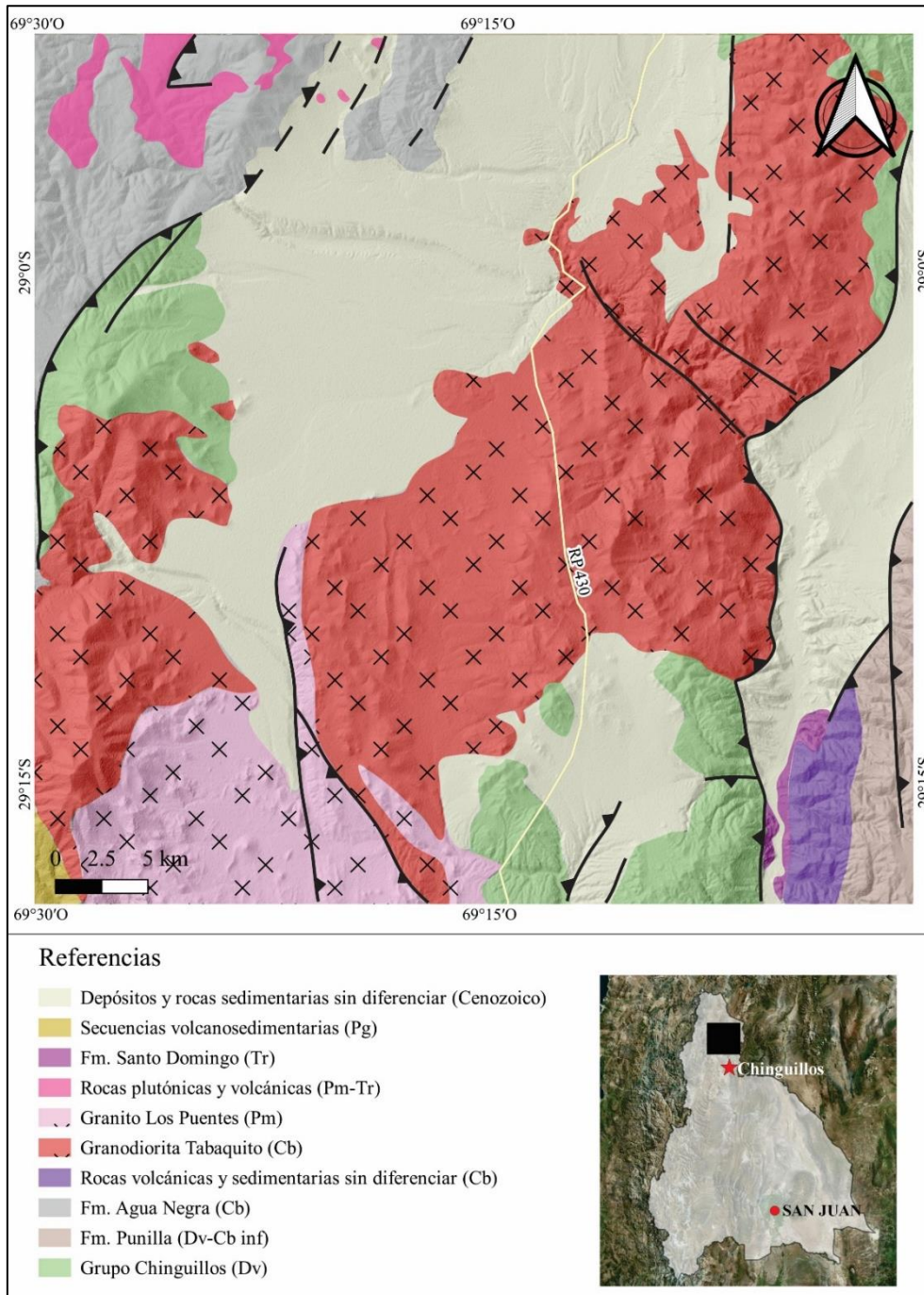


Figura 3.3. 2. Mapa geológico simplificado de la Granodiorita Tabaquito, al norte de Chinguillos, y las unidades que afloran en el sector. Modificado de Moreno *et al.* (2020).

Formación Quebrada Larga

Furque (1972) agrupó los depósitos carboníferos en Cerro La Bolsa en las formaciones Volcán (inferior) y Panacán (superior), mientras que Scalabrini Ortiz (1972) los redefinió como Formación Quebrada Larga en el flanco occidental de la sierra de La Punilla. Esta formación, también con afloramientos en el área de Chinguillos, tiene un espesor de 1262 m y se compone de areniscas cuarcíticas, lutitas negras, y capas de carbón. Scalabrini Ortiz y Arrondo (1973) subdividieron la unidad en tres miembros: inferior (areniscas), medio (areniscas y lutitas marinas) y superior (areniscas y lutitas gris verdosas).

La formación se apoya en discordancia angular sobre las rocas del Grupo Chinguillos. Limarino *et al.* (1996) la correlacionaron con la Formación Río del Peñón, interpretando que la mitad inferior se formó en ambientes continentales, mientras que la parte superior corresponde a facies marinas. Se asigna al Carbonífero superior por la presencia de fósiles marinos y flora de *Rhacopteris Ovata* (Scalabrini Ortiz y Arrondo, 1973).

### ***Pérmico-Triásico***

#### Grupo Choiyoi

En este trabajo se identificaron cuerpos riódacíticos datados como permo-triásicos y asignados al Grupo Choiyoi, que no habían sido descritos en la Hoja Geológica de Malimán ni en otros antecedentes. Los estudios previos del Grupo Choiyoi destacan su extensión en el cordón de Colangüil y la cordillera de La Ortiga, con dos secciones principales: una inferior sedimentaria y una superior predominantemente volcánica y volcanoclástica. Las ignimbritas andesíticas a dacíticas son características, con espesores de hasta 500 m en algunos sectores. La sección inferior, generalmente ausente, presenta conglomerados y areniscas cuarzo-feldespáticas, mientras que la sección superior incluye ignimbritas y aglomerados volcánicos. En el arroyo Colangüil, se observa una transición desde sedimentitas hacia volcanitas.

Las ignimbritas del sector, con edades comprendidas entre  $256,2 \pm 2$  Ma (Pérmico superior) y  $225 \pm 10$  Ma (Triásico medio–superior) según Shaw *et al.* (1990), se correlacionan con la Formación Pastos Blancos de Chile (Thiele, 1964), que presenta edades y características litológicas equivalentes. En el área de estudio, estas rocas se encuentran en relación discordante con unidades más jóvenes, como las formaciones Doña Ana y Río de La Sal (Oligoceno–Mioceno).

### Granodiorita Las Piedritas

Definida por Llambías y Sato (1990), esta unidad comprende cuatro plutones emplazados en el cordón de Colangüil, con afloramientos principales entre las quebradas La Palca y Las Piedritas. Las rocas corresponden a granodioritas de grano medio, integradas por plagioclasa, anfíbol y biotita, que exhiben abundantes enclaves máficos microgranulares, típicos de procesos de *mingling* entre magmas máficos y félsicos. Intruyen a la Formación Agua Negra y presentan una edad de  $255,9 \pm 37,5$  Ma, obtenida por el método Rb-Sr en biotitas y roca total (Shaw *et al.*, 1990).

### Riolita Tres Quebradas

Comprende cuerpos riolíticos en el borde occidental del batolito de Colangüil, con afloramientos principales en los arroyos Tres Quebradas y Los Ocúcaros. Estas riolitas, denominadas Riolita Tres Quebradas, son rosadas a rojizas y presentan fenocristales de feldespatos potásico, cuarzo, plagioclasa y biotita. Intruyen a la Formación Agua Negra, la Granodiorita Las Piedritas y al Grupo Choiyoi, lo que indica que son posteriores a la base de dicho grupo (Llambías y Sato, 1990; Sato *et al.*, 1990). La Riolita Tres Quebradas es intruida, a su vez, por el Granito Los Puentes. Además, un conjunto de diques pertenecientes a esta entidad se emplaza en la Formación Agua Negra y en el borde occidental del batolito, intruyendo también a las volcanitas del Grupo Choiyoi. Quartino y Zardini (1967) describieron un conjunto de diques, la Formación Eruptiva Vicuña, que podrían pertenecer a esta unidad.

### Granito Los Puentes

Incluye tres plutones principales (El Fierro, Los Puentes y Conconta) localizados desde el arroyo Los Puentes hasta el río San Guillermo (Figura 3.3.2). Son granitos grises claro a rosados, de grano mediano, con variaciones de facies en el plutón Los Puentes. Intruyen a la Formación Agua Negra, la Granodiorita Las Piedritas y la Riolita Tres Quebradas, presentando contactos netos y fracturación intensa. Están atravesados por diques silíceos y máficos. Su edad es de  $256-257 \pm 1$  Ma, por el método Rb-Sr (Llambías y Sato, 1995).

### Granito Las Opeñas

Este granito, compuesto por un único plutón alargado en el centro del batolito (Llambías y Sato, 1990), es de color gris claro, con biotita, moscovita y textura porfírica

central con fenocristales de feldespato potásico. Intruye a la Formación Agua Negra y a la Granodiorita Las Piedritas, y está intruido por diques silíceos y máficos. Su edad es de  $258-254 \pm 1$  Ma, por el método Rb-Sr en biotita y roca total (Llambías y Sato, 1995).

### Granito Los Lavaderos

Es un plutón intruido en la Granodiorita Las Piedritas (Llambías y Sato, 1990), caracterizado por ser un granito anfibólico con biotita, de color gris en el centro y tonalidades rosadas en los bordes. Presenta textura porfírica en el centro y el sector occidental, con fenocristales de feldespato potásico, cuarzo, plagioclasas, anfíbol, biotita y allanita zonal. Su edad es de  $259 \pm 2$  Ma, Rb-Sr en roca total (Llambías y Sato, 1995), comparable con leucogranitos del Batolito Elqui Limarí en Chile.

## **Mioceno**

### Intrusivos miocenos

Bajo esta denominación informal se incluyen stocks y diques, que presentan una composición variada que abarca desde granítica hasta gábrica, incluyendo dioritas, andesitas y granodioritas. Estos cuerpos se encuentran en la Cordillera Frontal y están asociados a zonas de alteración hidrotermal, como el Pórfido Vicuña en el distrito minero El Salado y en áreas como Río Frío, Jagüelito y Veladero. Además, se incluye el plutón Los Médanos, ubicado en el borde oriental de la Cordillera Frontal. Estas rocas intruyen al Granito Las Opeñas y a la Formación Agua Negra (Cardó *et al.*, 2007).

En Chile, rocas similares son agrupadas en la Unidad Infiernillo (Maksaev *et al.*, 1984), que intruyen a la Formación Doña Ana y están asociadas a áreas de alteración hidrotermal. Las edades de estos cuerpos intrusivos varían entre 17 y 8,5 Ma (Araneda, 1982; Maksaev *et al.*, 1984). En Argentina, el Pórfido Vicuña fue datado en  $13,5 \pm 7$  Ma (JICA-MMAJ, 1999), y el plutón Los Médanos en  $21,2 \pm 0,1$  Ma y  $22,4 \pm 0,1$  Ma (Llambías *et al.*, 1990).

## **Cuaternario**

### Formación Los Llanos

Depósitos de conglomerados y areniscas que se encuentran en discordancia sobre unidades anteriores, rellenando valles de altura como los de Molle, Médano, Los Hoyos, San Guillermo y Los Leones, así como conformando relictos en el faldeo occidental de la sierra de La Punilla y en valles intermontanos de la Precordillera. Estos depósitos, de

color gris a castaño amarillento, presentan una disposición horizontal a subhorizontal, con estratos decrecientes y conglomerados clasto-sostén granocrecientes, sin matriz. La serie incluye hasta siete ciclos y tiene una potencia estimada de 500 m, con un tamaño de grano decreciente de norte a sur. En el área de Chinguillos, la base está formada por conglomerados con intercalaciones de arenas blancas, indicativas de actividad neotectónica, en un ambiente fluvial. Se asigna al Pleistoceno por su posición estratigráfica.

#### Depósitos actuales

Los depósitos cuaternarios actuales incluyen sedimentos glaciales, de remoción en masa, fluviales y eólicos. Se destacan morenas en los sectores más elevados, y depósitos de remoción en masa que afectan a rocas blandas. También se encuentran sedimentos fluviales en piedemonte, terrazas y cauces actuales, junto con depósitos de médanos en los llanos Los Molles y Médano.

### **3.4 Bibliografía**

- ABRE, P., CINGOLANI, C.A., CAIRNCROSS, B. y CHEMALE JR, F. 2012. Siliciclastic Ordovician to Silurian units of the Argentine Precordillera: Constraints on provenance and tectonic setting in the proto-Andean margin of Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, 40: 1–22.
- AMENÁBAR, C.R. y DI PASQUO, M.M. 2009. Nuevos datos palinológicos de las Formaciones Codo (Devónico) y El Ratón (Carbonífero Inferior), Precordillera Occidental de Argentina. Discusión cronológica y paleoambiental. *Lilloa (Acta Geológica Lilloana, Fundación Miguel Lillo)* 45: 3–22.
- AMOS, A.J. y ROLLERI, E.O. 1965. El Carbónico marino en el valle de Calingasta-Uspallata (San Juan-Mendoza). *Boletín de Informaciones Petroleras*, 368: 50–71.
- ARANEDA, R. 1982. El Indio, yacimiento de oro, plata y cobre, Coquimbo, Chile. *Minerales*. 37(60):5-13.
- ARRONDO, O., CÉSARI S. y GUTIÉRREZ R. 1991. Frenguella, a new genus of lycopods from the Early Carboniferous of Argentina. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 70: 187–197.

- ASTINI, R.A., BRUSSA, E.D. y MITCHELL, C.E. 2000. Revisión estratigráfica y consideraciones paleogeográficas de la tectofacies occidental de la Precordillera Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55: 378–386.
- AZCUY, C., MACHADO G. y OTTONE, G. 1987. La zona NBG en la Formación Cortaderas, Provincia de San Juan, Argentina. *Annual Meeting Working Group, Project 211 (IUGS - UNESCO), Late Paleozoic of South America Abstract*, Santa Cruz de La Sierra.
- BALDIS, B. A. y CHEBLI, G. 1969. Estructura profunda del área central de la Precordillera sanjuanina. *Actas IV Jornadas Geológicas Argentinas*, Mendoza, 1: 47–66.
- BANCHIG, A.L. 2006. Formación Alojamiento (Cámbrico) en su localidad tipo. Paleoambiente sedimentario del margen continental eopaleozoico, Precordillera mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61(3): 301–312.
- BLASCO, G. y RAMOS, V. 1976. Graptolitos caradocianos de la Formación Yerba Loca y del C°. La Chilca-Dpto. Jáchal, Provincia de San Juan. *Ameghiniana*, 13(3–4): 312–329.
- BOEDO, F.L., LUJÁN, S.P., ARIZA, J.P., VUJOVICH, G.I. 2021. The mafic-ultramafic belt of the Argentine Precordillera: A geological synthesis. *Journal of South American Earth Sciences*, 110, 103354.
- BORDONARO, O.L., BANCHIG, A.L., PRATT, B. y RAVIOLO, M.M. 2008. Trilobite-based biostratigraphic model (biofacies and biozonation) for the Middle Cambrian carbonate platform of the Argentine Precordillera. *Geologica Acta*, 6(2): 115–129.
- BUGGISCH, W., GOSEN, W. V., HENJES-KUNST, F. y KRUMM, S. 1994. The age of Early Paleozoic deformation and metamorphism in the Argentine Precordillera - Evidence from K-Ar data. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I: Allgemeine, Angewandte, Regionale und Historische Geologie*, 1993(1): 275–286.
- CARDÓ, R., DÍAZ, I. N., LIMARINO, O., LITVAK, V., POMA S. y SANTAMARIA, G. 2007. Hoja Geológica 2969-III, Malimán, provincias de San Juan y La Rioja. *Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino*, Boletín 320, 52 p., Buenos Aires.

- CAMINOS, R. 1979. Cordillera Frontal. En: Turner, J.C.M. (Ed.), *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba*, 1: 397-453.
- CÉSARI, S. 1988. *Diplothemema bodenbenderi* Kurtz nov. comb. (Pteridospermales?) del Carbonífero de Argentina. *Ameghiniana*, 24(3-4):263-269, Buenos Aires.
- CORTÉS, J. 1992. Lavas almohadilladas en el Grupo Ciénaga del Medio, extremo noroccidental de la Precordillera mendocina. *Rev. Asoc. Geol. Argent.*, 47: 115-117.
- CORTÉS, J.M., PASINI, M. y YAMÍN, M. 2005. Paleotectonic controls on the distribution of Quaternary deformation in the southern Precordillera, Central Andes (31°30'–33°S). En: *6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona)*, Extended Abstracts: 186–189.
- CORTÉS, J. M., CASA, A., PASINI, M., YAMÍN, M. y TERRIZANO, C. 2006. Oblique belts of neotectonic deformation in Precordillera and Frontal Cordillera (31°30'–33°30'S): Paleotectonic controls. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61(4): 639–646.
- CRISTALLINI, E. O. y RAMOS, V. A. 2000. Thick-skinned and thin-skinned thrusting in the La Ramada fold and thrust belt: Crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32°S). *Tectonophysics*, 317(3–4): 205–235.
- CUCCHI, R. J. 1971. Edades radiométricas y correlación de metamorfitas de la Precordillera, San Juan-Mendoza, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 26(4): 503–515.
- CUERDA, A. J., CINGOLANI, C., VARELA, R., SCHAUER, O. y CUERDA, A. 1986. Cámbrico y Ordovícico en la Precordillera de San Juan: Formación Los Sombreros, ampliación de su conocimiento bioestratigráfico. En: *Actas del 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, Mendoza, 1: 5–17.
- DAHLQUIST, J.A., ALASINO, P.H., BASEI, M.A.S., MORALES CÁMERA, M., MACCHIOLI GRANDE, M. y CAMPOS NETO, M.C. 2018a. Petrological, geochemical, isotopic, and geochronological constraints for the Late Devonian–Early Carboniferous magmatism in SW Gondwana (27–32°S): an example of

geodynamic switching. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 107: 2575–2603.

- DAHLQUIST, J.A., MORALES CÁMARA, M.M., ALASINO, P.H., PANKHURST, R.J., BASEL, M.A.S., RAPELA, C.W., MORENO, J.A, BALDO, E.G., GALINDO, C. 2021. A review of Devonian–Carboniferous magmatism in the central region of Argentina, pre-Andean margin of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews*, 221: 103781, 1–34.
- DAVIS, J. S., ROESKE, S. M., MCCLELLAND, W. C. y SNEE, L. W. 1999. Closing the ocean between the Precordillera terrane and Chilenia: Early Devonian ophiolite emplacement and deformation in the southwest Precordillera. En: Ramos, V.A., y Keppie, J.D. (eds.), *Laurentia-Gondwana Connections before Pangea. Geological Society of America Special Paper*, 336: 115–138.
- DAVIS, J. S., ROESKE, S. M., MCCLELLAND, W. C. y KAY, S. M. 2000. Mafic and ultramafic crustal fragments of the southwestern Precordillera terrane and their bearing on tectonic models of the early Paleozoic in western Argentina. *Geology*, 28(2): 171–174.
- EDWARDS, D., MOREL, E., POIRÉ, D.G. y CINGOLANI, C.A. 2001. Land plants in the Devonian Villavencio Formation, Mendoza Province, Argentina. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 116: 1–18.
- FAUQUÉ, L.E. y VILLAR, L.M. 2003. Reinterpretación estratigráfica y petrología de la Formación Chuscho, Precordillera de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58(2): 218–232.
- FRENGÜELLI, J. 1954. Plantas devónicas de la quebrada de Charnela en la Precordillera de San Juan. *Notas Museo de La Plata*, 17: 102 p., Paleontología, La Plata.
- FURQUE, G. 1956. Nuevos depósitos devónicos y carbónicos en la Precordillera sanjuanina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 11(1): 46–71, Buenos Aires.
- FURQUE, G. 1963. Descripción geológica de la Hoja 17b, Guandacol. *Servicio Nacional Geológico Minero*.

- FURQUE, G. 1972. Descripción geológica de la Hoja 16b, Cerro La Bolsa, provincias de La Rioja y San Juan. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín* 125, 80 p.
- FURQUE, G. y BALDIS, B.A. 1973. Nuevos enfoques estratigráficos en el Paleozoico del Noroeste de Precordillera. *5º Congreso Geológico Argentino*, 3: 241–252, Buenos Aires.
- FURQUE, G. 1979. Descripción geológica de la Hoja 18c, Jáchal. *Servicio Geológico Nacional, Boletín* 164, Buenos Aires.
- FURQUE, G. 1983. Descripción geológica de la Hoja 19c, Ciénaga de Gualilán (Provincia de San Juan). *Servicio Geológico Nacional, Boletín* 193, Buenos Aires.
- HARRINGTON, H.J. 1971. *Descripción geológica de la Hoja Ramblón 22c, provincias de Mendoza y San Juan*. Dirección Nacional de Geología y Minería (Buenos Aires), Boletín 114: 87 p.
- HEIM, A. 1952. Tectonic studies in the San Juan Precordillera. The San Juan, Jachal and Huaco rivers. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 7(1): 11–70.
- JICA-MMAJ. 1999. *Informe de la exploración de mineral en la región Cordillera Oriental Andina, República Argentina. Informe final*. SEGEMAR, informe inédito, 164 p., Buenos Aires.
- LIMARINO, C. y PAGE, R. 1988. Nuevos depósitos de diamictitas en unidades carboníferas del noroeste argentino. *Annual Meeting Working Group, Project 211 (IUGS-UNESCO), Late Paleozoic of South America, Abstracts*: 20–22, Buenos Aires.
- LIMARINO, C., CÉSARI S. y PAGE, R. 1988. Nuevas precisiones acerca de la edad de algunas facies diatróficas del Paleozoico Superior argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43(4): 562–566, Buenos Aires.
- LIMARINO, C. y CÉSARI, S. 1992. Reubicación estratigráfica de la Formación Cortaderas y el Grupo Angualasto (Carbonífero inferior, Precordillera de San Juan). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47(1): 61–72, Buenos Aires.
- LIMARINO, C., CAMINOS, R. y FAUQUÉ, L. 1996. Caracterización litoestratigráfica y correlación regional de la Formación Ranchillos (Carbonífero superior –

- Pérmico), Cordillera Frontal de La Rioja. *13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Actas, 1: 513–530, Buenos Aires.
- LITVAK, V.D. 2004. Evolución del volcanismo terciario en el Valle del Cura sobre el segmento de subducción horizontal pampeano, provincia de San Juan. *Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales*.
- LITVAK, V.D. 2009. El volcanismo oligoceno superior-mioceno inferior del grupo Doña Ana en la alta cordillera de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 64(2): 201–213.
- LLAMBÍAS, E.J. y SATO, A.M. 1990. El batolito de Colangüil (29°–31°S), Cordillera Frontal de Argentina: estructura y marco tectónico. *Revista Geológica de Chile*, 17(1): 89–108, Santiago.
- LLAMBÍAS, E.J. y SATO, A.M. 1995. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50(1–4): 111–131.
- LLAMBÍAS, E.J., SHAW, S. y SATO, A.M. 1990. Lower Miocene plutons in the Eastern Cordillera Frontal of San Juan (29°75'S 69°30'W). En: *Actas del XI Congreso Geológico Argentino*, San Juan, 1: 83–86.
- MAKSAEV, J., MOSCOSO, R., MPODOZIS C. y NASI, C. 1984. Las unidades volcánicas y plutónicas del cenozoico superior en la Alta Cordillera del Norte Chico (29° - 31°). Geología, alteración hidrotermal y mineralización. *Revista Geológica de Chile*, 21:11-51, Santiago.
- MENÉNDEZ, C. 1965. *Drepanophycus eximius* (Frenguelli) nov. comb. del Devónico de la Quebrada de Chavela, San Juan. *Ameghiniana*, 4(4): 139–140, Buenos Aires.
- MORENO, J.A., DAHLQUIST, J.A., MORALES CÁMERA, M.M., ALASINO, P.H., LARROVERE, M.A., BASEI, M.A.S., GALINDO, C., ZANDOMENI, P.S. y ROCHER S. 2020. Geochronology and geochemistry of the Tabaquito batholith (Frontal Cordillera, Argentina): geodynamic implications and temporal correlations in the SW Gondwana margin. *Journal of the Geological Society*, 177: 455–474.

- MPODOZIS, C. y RAMOS, V. A. 1989. The Andes of Chile and Argentina. En: Ericksen, G.E., Cañas, M.T., Reinemund, J.A. (Eds.), *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*. Earth Science Series, vol. 11, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, pp. 59–90.
- ORTEGA, G., ALBANESI, G.L., BANCHIG, A.L. y PERALTA, G.L. 2008. High resolution conodont-graptolite biostratigraphy in the Middle-Upper Ordovician of the Sierra de la Invernada Formation (Central Precordillera, Argentina). *Geologica Acta: An International Earth Science Journal* 6(2): 161–180.
- ORTIZ, A. y ZAMBRANO, J.J. 1981. La provincia geológica Precordillera Oriental. *Actas VIII Congreso Geológico Argentino*, San Luis, III: 59–74.
- QUARTINO, B. J. y ZARDINI, R. A. 1967. Geología y petrología de la Cordillera de Colangüil y las serranías de Santa Rosa y San Guillermo, Cordillera Frontal de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 22(1): 5-63.
- QUARTINO, B., ZARDINI, R. y LLORENTE, R. 1971. Estudio geológico-económico de los yacimientos de perlita Taurus y Anfitrite, Salar de Pocitos, Provincia de Salta. En: *Ier Simposio Nacional de Geología Económica*, Actas (Vol. 2): 337–350.
- RAMOS, VA. 1988. The tectonics of the Central Andes: 30° to 33° S latitude. En Clark, S., Burchfiel, D. (Eds.), *Processes in Continental Lithospheric Deformation*. *Geological Society of America*, Special Paper 218: 31–54. Boulder.
- RAMOS, V. A. 1995. *Field guide to the geology of Precordillera folded and thrust belt (Central Andes)*. Guía de campo, Andean Thrust Tectonics, Universidad de Buenos Aires, Laboratorio de Tectónica Andina, San Juan–Buenos Aires, Argentina.
- RAMOS, V.A. 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 204: 31–65.
- RUBINSTEIN, C.V. y STEEMANS, P. 2007. New palynological data from the Devonian Villavicencio Formation, Precordillera of Mendoza, Argentina. *Ameghiniana*, 44(1): 3–9.

- SÁNCHEZ, M.V., RICHARTE, D., GIMÉNEZ, M., BOEDO, F.L., VUJOVICH, G.I. 2024. Determination of structural lineaments of the mafic-ultramafic belt of the southern Argentine Precordillera. *Journal of South American Earth Sciences*, 142, 104973.
- SARUDIANSKY, R. 1971. Estratigrafía y estructura del Paleozoico medio al este de Malimán, prov. de San Juan. *Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Tesis de Licenciatura*, inédita
- SATO, A.M., LLAMBÍAS, E.J., SHAW, S.E. y CASTRO, C.E. 1990. El batolito de Colangüil: modelo del magmatismo neopaleozoico de la provincia de San Juan. *Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Juan*, 1: 100–122, San Juan.
- SATO, A.M., LLAMBÍAS, E.J., BASEI, M.A. y CASTRO, C.E. 2015. Three stages in the Late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins. *Journal of South American Earth Sciences*, 63: 48–69.
- SCALABRINI ORTIZ, J. 1970. Litología, variaciones faciales, proveniencia y paleocorrientes del Carbónico de la Hoja 17 b - Guandacol - Norte de la Precordillera sanjuanina. *Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Tesis Doctoral*, 100 p., inédita, Buenos Aires.
- SCALABRINI ORTIZ, J. 1972. El Carbónico en el sector septentrional de la Precordillera sanjuanina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 27(4): 351–377, Buenos Aires.
- SCALABRINI ORTIZ, J. 1973. El Carbónico de la Precordillera al norte del río Jáchal. *5° Congreso Geológico Argentino*, 3: 387–401, Buenos Aires.
- SCALABRINI ORTIZ, J. y ARRONDO O.G. 1973. Contribución al conocimiento del Carbónico de los perfiles del cerro Veladero y del río del Peñón (Precordillera de La Rioja). *Revista del Museo de La Plata (nueva serie), Sección Geología*, 8(68): 257–279, La Plata.
- SCHAUER, O., VARELA, R., CINGOLANI, C. y CUERDA, A. 1987. Presencia de una graptofauna llandeilo-caradociana en la Formación Alcaparrosa, del flanco

- occidental de la Sierra del Tontal (Precordillera de San Juan). *Ameghiniana* 24(3–4): 151–158.
- SHAW, T.J., GEISKES, J.M. y JAHNKE, R.A. 1990. Early diagenesis in differing depositional environments: the response of transition metals in pore water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(5): 1233–1246.
- SESSAREGO, H.L. y CÉSARI, S. 1989. An Early Carboniferous flora from Argentina. Biostratigraphic implications. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 57: 247–264.
- THIELE, R. 1964. Reconocimiento geológico de la Alta Cordillera de Elqui. *Universidad de Chile*, Departamento de Geología, Publicación N° 27, 73 p., Santiago.
- VARELA, R., CUERDA, A.J. y SCHAUER, O.C. 1982. Graptolitos ordovícicos en la Formación Cabeceras (vertiente occidental de la Precordillera de San Juan). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 37(4): 384–387
- VOLDMAN, G.G. y BANCHIG, A.L. 2020. Age constraints on the Portezuelo del Tontal Formation (Middle–Upper Ordovician) of the Western Argentine Precordillera: First insights from conodont biostratigraphy. *Ameghiniana*, 57(4): 344–353.
- VON GOSEN, W. 1992. Structural evolution of the Argentine Precordillera: The Río San Juan section. *Journal of Structural Geology*, 14(6): 643–667.
- VON GOSEN, W. 1995. Polyphase structural evolution of the southwestern Argentine Precordillera. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(3–4): 377–404.
- WILLNER, A., VERDES, A., MASSONNE, H., SCHMIDT, A., SUDO, M., THOMPSON, S. y VUJOVICH, G. 2011. Pressure–temperature–time evolution of a collisional accretionary belt: Guarguaraz Complex, Mendoza Province, W-Argentina: Evidence for the emplacement of the Chilenia microplate. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162(2): 303–327.



# **CAPÍTULO 4: METALOGENIA DE LOS DEPÓSITOS DE ORO OROGÉNICO**

# CAPÍTULO 4: REVISIÓN DE LA METALOGENIA DE LOS DEPÓSITOS DE ORO OROGÉNICO EN ARGENTINA

## 4.1 Génesis de los depósitos de oro orogénico

Los yacimientos de oro orogénico también conocidos como yacimientos de oro relacionados con zonas de cizalla, “*mother lode*”, oro mesotermal y oro metamórfico, están asociados a cinturones metamórficos deformados, en condiciones de facies de esquistos verdes a anfibolitas (Groves *et al.*, 1998, Goldfarb *et al.*, 1998, 2001). Por lo tanto, están vinculadas espacial y temporalmente a márgenes de placas convergentes de orógenos colisionales y acrecionales.

Los yacimientos de oro orogénico se han formado de manera episódica durante más de 3000 millones de años, desde el Arqueano medio hasta comienzos del Proterozoico, y de forma más continua a lo largo del Fanerozoico. Los del Fanerozoico se desarrollaron principalmente en márgenes continentales activos, donde concentraron al menos 1000 Moz de Au (Figura 4.1.1). Su evolución estuvo vinculada al margen meridional de Gondwana y al margen septentrional del océano Paleo-Tethys durante el Paleozoico, así como a los terrenos acrecionados circumpacíficos en el Mesozoico–Cenozoico (Goldfarb *et al.*, 2001, Goldfarb, 2024).

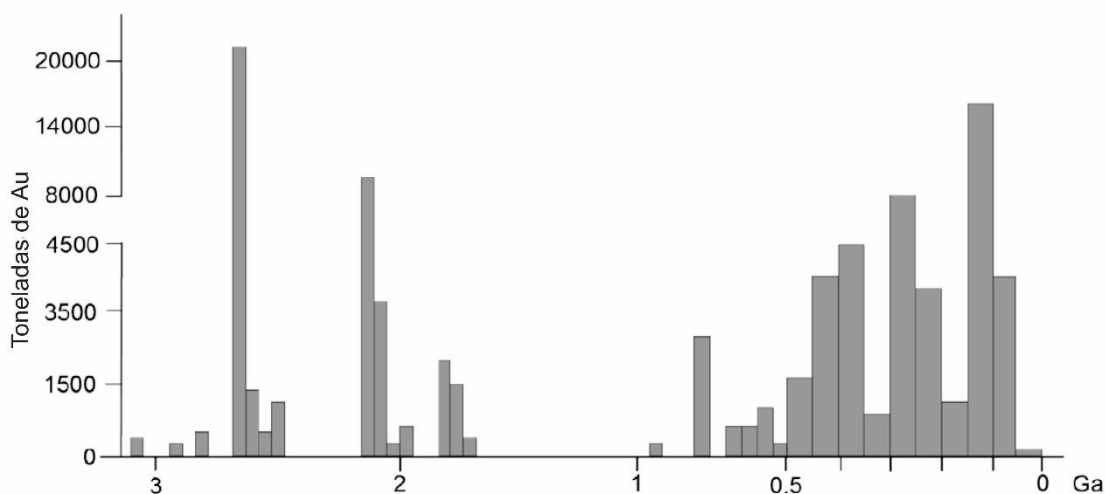


Figura 4.1.1. Distribución temporal de las toneladas de Au alojadas en depósitos orogénicos. La mineralización orogénica muestra una recurrencia que abarca casi 3000 millones de años, con pulsos destacados en el Arqueano medio–tardío y el Paleoproterozoico, seguidos por una etapa de menor producción en el Mesoproterozoico y un incremento sostenido durante el Fanerozoico. Estos episodios reflejan la formación repetida de depósitos orogénicos en distintos ciclos tectónicos y su aporte significativo al endowment global de oro. Tomado de Goldfarb (2024).

La formación de yacimientos de oro orogénico está relacionada con discontinuidades estructurales, por ejemplo, en zonas de cizalla y charnelas de pliegues (Vearncombe y Zelic, 2015). Estas discontinuidades actúan como conductos para la migración de fluidos y el emplazamiento desde la zona de deshidratación metamórfica, por debajo de la transición de las condiciones de facies de esquistos verdes a anfíbolita. Los estudios estructurales realizados en todo el mundo han demostrado que la mineralización se aloja en varios tipos de fallas y rasgos dilatacionales: (1) fallas inversas de alto ángulo (ej. cinturón de Abitibi, Canadá); (2) fallas inversas de bajo ángulo (ej. Macraes, Nueva Zelanda); (3) fallas normales (ej. esquistos de Otago, Nueva Zelanda; Yukón, Canadá); (4) “*saddle-reef*”; y (5) fallas transcurrentes (ej. esquistos del Arqueano, Nueva Zelanda; cinturón Arqueano de Yilgarn, Australia; cinturones paleoproterozoicos de Birimia, África occidental) (Gaboury, 2019).

Los depósitos de oro en rocas metamórficas, o depósitos de oro orogénico, han sido ampliamente estudiados y descritos durante más de 30 años (Robert *et al.*, 1991; Groves *et al.*, 1998; Goldfarb *et al.*, 2005, 2023). Sin embargo, existe controversia sobre el origen de los fluidos y metales implicados en su formación. Mientras diversos autores proponen un modelo metamórfico, en el que los fluidos derivan de procesos de deshidratación y desvolatilización cortical, otros plantean un origen magmático-hidrotermal (Figura 4.1.1). Aunque este último enfoque ha ganado impulso en las últimas dos décadas, las evidencias que lo sostienen siguen siendo limitadas (Groves *et al.*, 2009; Goldfarb y Pitcairn, 2023).

Se reconocen varios tipos de fluidos en los primeros 15-20 km de la corteza, como agua de mar, salmueras de cuenca, agua meteórica, fluidos magmáticos y metamórficos (Yardley y Bodnar, 2014). No obstante, los tres primeros tipos de fluidos tienen poca participación en la formación de oro orogénico, lo que deja a los fluidos magmáticos y metamórficos como los principales candidatos (Goldfarb y Groves, 2015; Goldfarb y Pitcairn, 2023). Estos fluidos generan altas presiones, lo que facilita la migración canalizada y la precipitación de minerales hidrotermales. Durante cambios en los regímenes tectónicos, tanto los fluidos magmáticos liberados por magmas en ascenso como los fluidos metamórficos generados por deshidratación cortical pueden migrar a lo largo de cinturones orogénicos, aprovechando zonas transcrustales de cizalla y altos gradientes de presión. Este flujo canalizado de gran escala es característico de orógenos en engrosamiento y ha sido ampliamente documentado en cinturones metamórficos

deformados (Sibson, 1987; Groves *et al.*, 1998; Goldfarb *et al.*, 2001; Phillips y Powell, 2010; Yardley y Cleverley, 2015).

Los fluidos magmáticos suelen liberarse desde las zonas superiores de cuerpos ígneos, mientras que los fluidos metamórficos migran horizontalmente a través de gradientes de presión y luego ascienden por sistemas de fallas durante ciclos sísmicos. Estos fluidos contienen volátiles como H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>S, que pueden provenir de la desvolatilización de la placa subductante o de la descomposición de silicatos hidratados y otros compuestos (por ejemplo, carbonatos, sulfatos, sulfuros y fases orgánicas), durante el metamorfismo progrado (Tomkins, 2010; Evans y Tomkins, 2020).

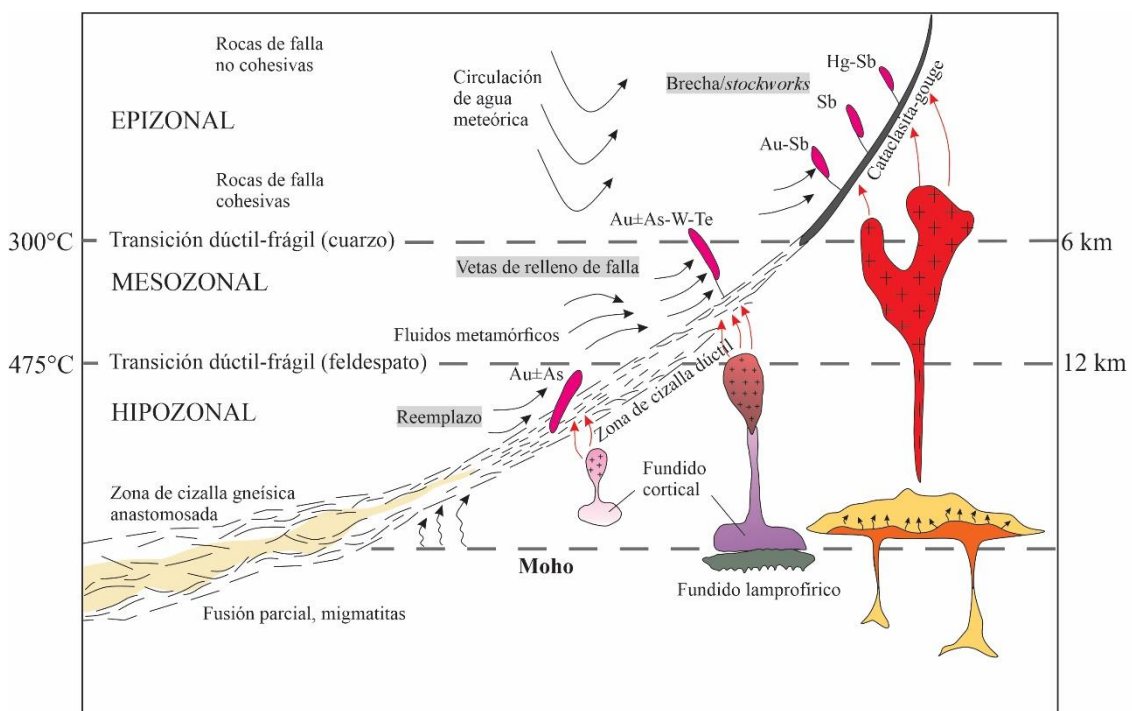


Figura 4.1 2. Modelo genético que propone la liberación de fluidos de sistemas magmáticos a diversas profundidades o incluso desde un reservorio en el manto litosférico subcontinental. Modificada de Goldfarb y Pitcairn (2023).

Como se mencionó anteriormente, la mayoría de las evidencias favorecen un origen metamórfico de los fluidos, ya sea a partir de la liberación durante el metamorfismo de secuencias ubicadas en las zonas más profundas de las cuencas que albergan el oro y de secuencias de rocas oceánicas (Goldfarb y Groves, 2015; Goldfarb y Pitcairn, 2023), o bien por desvolatilización de la cuña sedimentaria situada sobre una placa en subducción (Groves y Santosh, 2015) (Figuras 4.1.2 y 4.1.3).

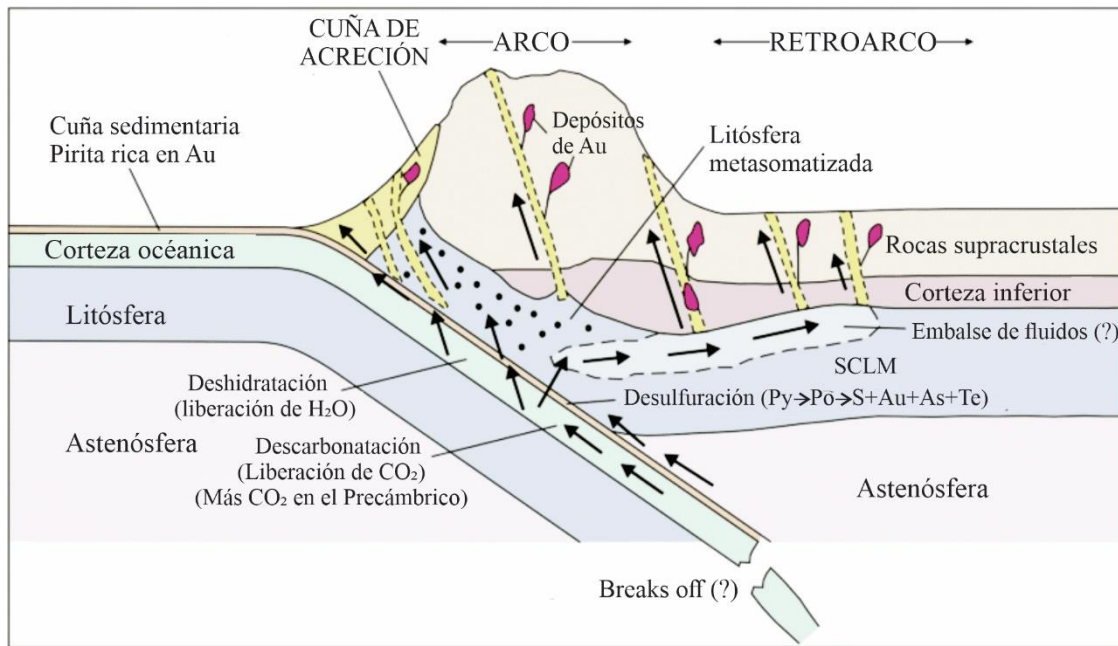


Figura 4.1 3. Representación esquemática del modelo global basado en subducción para la formación de depósitos de oro orogénico (Groves et al., 2020).

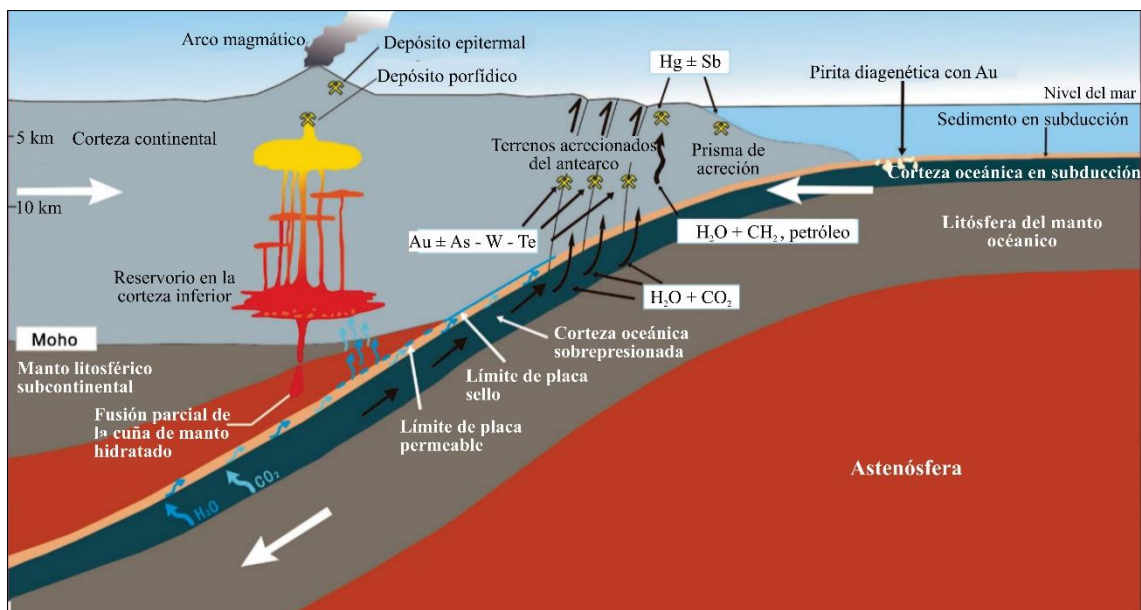


Figura 4.1 4. Esquema conceptual que muestra cómo el fluido mineralizante responsable del oro orogénico podría generarse a partir del metamorfismo de la parte superior de la placa inferior subducida (Goldfarb y Pitcairn, 2023).

Desde el punto de vista de la exploración, la fuente de los fluidos auríferos es en gran medida irrelevante porque, con cualquiera de los modelos más aceptados, el fluido tiene un origen profundo y se distribuye ampliamente a lo largo de todo el cinturón orogénico. Esto se demuestra empíricamente por la distribución generalizada de los

depósitos y prospectos de oro y/o anomalías geoquímicas relacionadas con oro en muchos entornos tectónicos asociados con la subducción y con un gradiente geotérmico moderado a pronunciado. El enfoque en términos de exploración no es de dónde proviene el oro, sino dónde se concentró para formar depósitos de oro explotables (Hronsky y Groves, 2008). Los aspectos más importantes son los entornos corticales que conducen a una mayor migración de fluidos y su concentración en sitios favorables para la precipitación de oro, ambos estrechamente relacionados con la evolución y geometría estructural de los orógenos prospectivos para oro (Ridley, 1993; Cox *et al.*, 2001; Sibson, 2004; Deng *et al.*, 2015). Para utilizar la geología estructural como una herramienta integral en la exploración de oro, el momento de la mineralización aurífera dentro de la historia estructural del cinturón orogénico es una restricción crucial.

Finalmente, la paragénesis mineral en los depósitos de oro orogénico está asociada con condiciones de bajo a moderado grado metamórfico, con temperaturas de hasta 500 °C y presiones de 3-5 kbar. Estos parámetros son consistentes con las facies de esquistos verdes a anfibolita, típicas de los cinturones orogénicos, donde las estructuras de deformación y las condiciones de metamorfismo favorecen la mineralización de oro en estos sistemas (Goldfarb *et al.*, 2005; Phillips y Powell, 2010).

## **4.2 Características mineralógicas generales de los depósitos de oro orogénico**

Los depósitos de oro orogénico presentan una serie de características mineralógicas comunes que los hacen fácilmente identificables y permiten su clasificación dentro de los sistemas tectónicos activos. El oro se encuentra predominantemente como partículas de oro elemental (Au) o como electrum, una aleación natural de oro y plata, generalmente entre un 20 % y 80 % de oro, con el resto mayormente plata. Las partículas de oro se presentan desde inclusiones microscópicas hasta agregados visibles y suelen encontrarse asociadas a sulfuros como arsenopirita, pirita y sulfosales. Esta relación mineralógica influye en la liberación y recuperación del metal durante el procesamiento, ya que el oro puede presentarse en contacto simple con la ganga o asociado a sulfuros, o bien como inclusiones finas alojadas dentro de estos minerales, lo que determina el grado de molienda requerido para su adecuada liberación (Goldfarb *et al.*, 2005; Poulsen *et al.*, 2000).

En términos de su mineralogía asociada, los depósitos de oro orogénico se caracterizan por la presencia de pirita ( $\text{FeS}_2$ ), arsenopirita ( $\text{FeAsS}$ ), calcopirita ( $\text{CuFeS}_2$ ) y galena ( $\text{PbS}$ ), los cuales no solo son indicadores importantes de las condiciones químicas del sistema mineralizador, sino que también actúan como hospedadores de inclusiones de oro. En particular, la pirita y la arsenopirita son comunes en estos depósitos, y su presencia es un marcador característico de enriquecimiento en áreas afectadas por alteración hidrotermal (Phillips y Powell, 2010). La alteración hidrotermal juega un papel fundamental en la génesis de estos depósitos, dando lugar a la formación de minerales como cuarzo, carbonatos (ankerita, dolomita, siderita) y micas (sericita, clorita), que se encuentran principalmente en vetas de cuarzo-carbonato, las cuales son características de los depósitos de oro orogénico (Hagemann *et al.*, 2007; Groves *et al.*, 1998). Además, es común encontrar otros elementos como bismuto (Bi), antimonio (Sb) y tungsteno (W) en minerales accesorios como la scheelita ( $\text{CaWO}_4$ ) y estibina ( $\text{Sb}_2\text{S}_3$ ) (Goldfarb *et al.*, 2005).

### **4.3 Generalidades del antimonio (Sb): su categorización como materia “crítica”**

En algunos casos, los depósitos de oro orogénico no solo son una fuente significativa de oro, sino que también contienen concentraciones apreciables de antimonio. Este elemento suele presentarse en forma de estibina que puede asociarse con minerales portadores de oro en las vetas hidrotermales características de estos sistemas. La presencia de antimonio en los depósitos de oro orogénico puede influir en los métodos de procesamiento y en la valoración económica del yacimiento.

El antimonio es un producto mineral ampliamente utilizado en las sociedades industrializadas modernas. Este elemento confiere fuerza, dureza y resistencia a la corrosión a aleaciones que se utilizan en muchos sectores industriales, como las baterías de ácido-plomo. El principal uso del antimonio es como retardante del fuego en equipos de seguridad y en artículos domésticos, como los colchones. Estados Unidos, Australia, Japón, Canadá y recientemente la Unión Europea, consideran el antimonio un elemento crítico, principalmente por su uso en aplicaciones militares (Seal *et al.*, 2017; European Commission, 2023). Es importante señalar que algunos elementos se clasifican como “críticos” porque: 1) tienen una importancia económica para sectores clave de la economía de un país, como la electrónica de consumo, las tecnologías medioambientales, la industria automotriz y aeroespacial, defensa, sanidad y siderurgia, 2) presentan un

elevado riesgo de suministro debido a la gran dependencia de las importaciones y el alto nivel de concentración de materias críticas en determinados países; y 3) hay una falta de sustitutos viables, debido a las propiedades únicas y fiables de estos materiales para las aplicaciones actuales y futuras (Tzamos *et al.*, 2020).

Los recursos de antimonio están desigualmente distribuidos por todo el mundo. La gran mayoría de la provisión mundial de antimonio procede de China, y gran parte de lo que se produce en el resto del mundo se envía a este país para su fundición. Si bien China posee la mayor parte de los recursos identificados existen otros países con recursos de antimonio como Bolivia, Canadá, México, Rusia, Sudáfrica, Tayikistán y Turquía (Figura 4.3.1) (U.S. Geological Survey, 2024). Después de una ligera caída en 2023, el precio del antimonio ha experimentado un notable aumento en 2024, alcanzando los US\$ 15500 por tonelada métrica a mediados de mayo. Desde 2020, cuando su precio promedio era de alrededor de 7000 dólares, el valor del metal ha subido considerablemente. Los yacimientos más importantes de antimonio se producen en secuencias de rocas sedimentarias siliciclásticas en zonas con importantes sistemas de fallas y fracturas (Seal *et al.*, 2017). Las minas de antimonio pueden ser divididas en dos categorías: productoras de antimonio primario y productoras de antimonio secundario. Esta distinción también corresponde a las diferencias empíricas entre los depósitos simples de estibina y los depósitos polimetálicos complejos (Schwarz-Schampera, 2014). Los depósitos simples de vetas de cuarzo-estibina y de reemplazo representan la mayor parte de la producción minera actual y reciente. Pueden formarse en diferentes tipos de sistemas hidrotermales, incluidos los sectores periféricos de depósitos de oro orogénico, depósitos de oro relacionados con intrusiones, depósitos de cobre y molibdeno tipo pórfido, depósitos polimetálicos mesotermiales de filones y depósitos sedimentarios tipo Carlin de oro (Hofstra *et al.*, 2013). El antimonio está presente en pequeñas cantidades en la corteza terrestre (aproximadamente 0,2 ppm), lo que lo hace tan raro como algunos de los elementos pesados de tierras raras (Eyi, 2012). Debido a su alta afinidad por el azufre y otros metales como el cobre, el plomo y la plata, el antimonio rara vez se encuentra en su forma metálica nativa. Por lo general, aparece en forma de sulfuros, sulfosales, óxidos, antimoniatos y antimonitas (Boyle y Jonasson, 1984). El antimonio está presente en más de 100 minerales (Boyle y Jonasson, 1984), de los cuales el más común es la estibina, que puede contener trazas de otros metales como cobre, hierro, oro, plomo y plata (Pohl, 2011). Otros minerales que contienen antimonio, como boulangerita ( $\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$ ), bournonita ( $\text{PbCuSbS}_3$ ), gudmundita ( $\text{FeSbS}$ ), jamesonita ( $\text{Pb}_4\text{FeSb}_6\text{S}_{14}$ ), polibasita

((Ag<sub>6</sub>Sb<sub>2</sub>S<sub>7</sub>) (Ag<sub>9</sub>CuS<sub>4</sub>)), pirargirita (Ag<sub>3</sub>SbS<sub>3</sub>), tetraedrita ((Cu,Fe)<sub>12</sub>Sb<sub>4</sub>S<sub>13</sub>) y valentinita (Sb<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), han tenido o tienen una relevancia económica menor como fuentes de este elemento (Miller, 1973; Eyi, 2012). Asimismo, la auroestibita es un mineral común en depósitos de oro enriquecidos con antimonio (Boyle y Jonasson, 1984). Por su parte, los minerales supergénicos más comunes de antimonio son bindheimita (Pb<sub>2</sub>Sb<sub>2</sub>O<sub>6</sub>O), kermesita (Sb<sub>2</sub>S<sub>2</sub>O), nadorita (PbSbClO<sub>2</sub>), senarmontita (Sb<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) y estibiconita (Sb<sub>3</sub>O<sub>6</sub> (OH)).

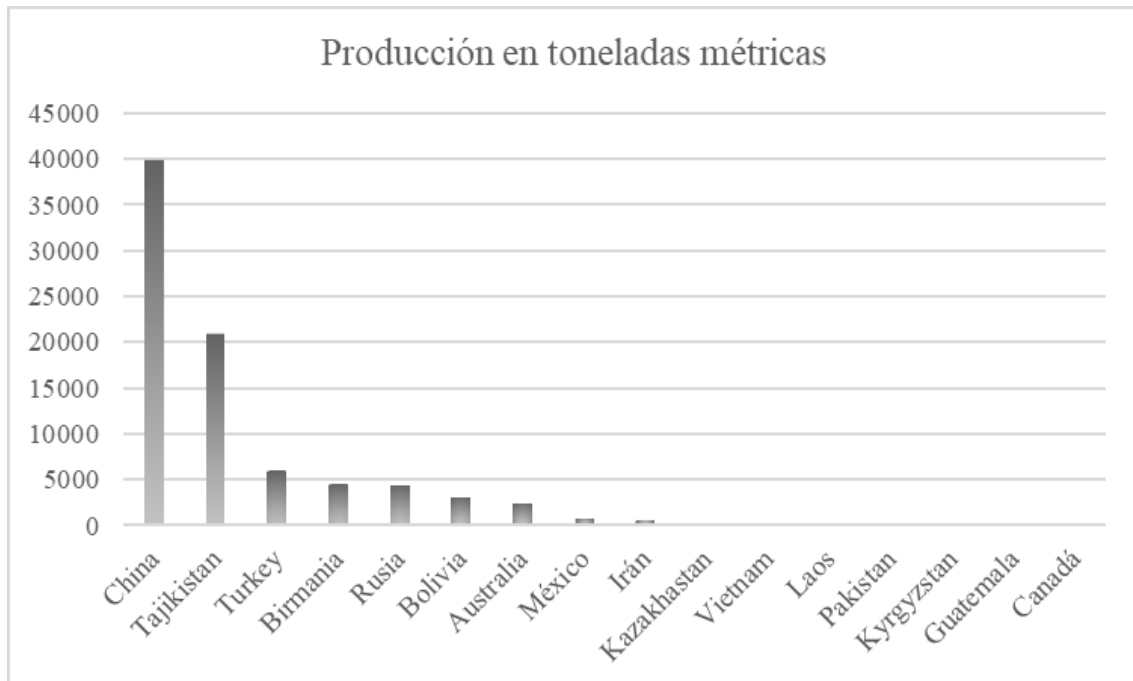


Figura 4.3 I. Producción en tonelada métricas de antimonio (Sb) por país correspondiente al año 2023 (U.S. Geological Survey, 2024).

Murguía (2022) elaboró una selección de elementos críticos en base a las listas publicadas por la Comisión Europea (2020) y el Departamento del Interior de los Estados Unidos (2018). Dicha selección permite mostrar un panorama general, simplificado y no exhaustivo del potencial geológico de Argentina y de políticas públicas para promover su aprovechamiento bajo principios de sostenibilidad. La evaluación del potencial de minerales y materias primas críticas que realizó el autor, fue en base a la revisión de los datos e información disponible en resultados de campañas de prospección y exploración publicados en anales del Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR). Esta lista incluye, entre otros, antimonio, baritina, berilio, boratos naturales, cobalto, estroncio, fluorita, grafito natural, indio, litio, metales del grupo del platino, niobio, potasio, tantalio, tierras raras, titanio, tungsteno, uranio y vanadio.

Si bien el antimonio ha sido explotado en décadas pasadas y a pequeña escala, no ha sido objeto de esfuerzos de exploración recientes ni explotaciones de relevancia. Si bien existen reportes de diferentes depósitos de Sb (véase Sección 4.5), no existen tampoco estudios de detalle ni modelos metalogénicos robustos de los mismos. A su vez, hay un déficit de estudios que permita comprender qué medidas son necesarias para que su extracción sea económicamente posible y cuál es su potencial en términos de sustitución de importaciones y generación de cadenas productivas locales. Por otro lado, Murguía (2022) propone el análisis de potencialidad de los recursos secundarios considerando aquellos minerales que pueden ser reciclados, es decir, cuyo uso no es disipativo, y pone como principal ejemplo al antimonio. A ello, adicionó una referencia al potencial que existiría en los residuos mineros alojados en minas no operativas. En Argentina, no se conoce el potencial de recuperar metales a partir de dichas instalaciones dado que no se los ha considerado una potencial fuente de abastecimiento y no hay registros estandarizados sobre los contenidos. Como conclusión, los resultados de exploraciones históricas indican que Argentina cuenta con potencial geológico-minero de minerales críticos. La potencialidad en recursos secundarios es difícil de estimar dada la falta de datos sobre generación y reciclaje de chatarra industrial, baterías y otros productos desechados.

#### **4.4 Yacimientos de antimonio en Argentina**

Escasos son los depósitos de minerales de antimonio en Argentina los que, casi en su totalidad, se encuentran ubicados en el ambiente de la Puna de Jujuy (Sierra de Rinconada, Santa Catalina y Susques) y Salta (Victoria). Fuera de dicho ambiente, se encuentran los depósitos de la quebrada de La Cébila (La Rioja) y Cerros Largos (San Luis), en la unidad morfoestructural de Sierras Pampeanas, y el depósito Difunta Correa (Chinguillos Este) en la Precordillera Occidental de San Juan (Angelelli, 1984) (Figura 4.4.1).

El grupo de los depósitos de la Puna podría considerarse como la extensión meridional de la gran faja antimonífera de Bolivia (Haeberlin *et al.*, 2003), integrada en el cinturón de Au-Sb de la Cordillera Oriental Sur (12° a 26°S). Los depósitos consisten en vetas laminadas paralelas a la estratificación (“*ribbon quartz veins*”), vetas discordantes, vetas en zona de charnela (*saddle reef*) y oro diseminado en rocas sedimentarias con pirita y arsenopirita. Los depósitos consisten esencialmente en cuarzo con cantidades subordinadas de carbonatos, feldespatos, micas, pirita, arsenopirita, oro

nativo, y sulfuros de Sb, Cu, Pb y Zn (Boyle, 1986; Rodríguez *et al.*, 2001). Estas mineralizaciones se encuentran alojadas en una espesa secuencia de areniscas y pelitas del Ordovícico inferior, correspondiente a una zona de talud cercana a una plataforma marina externa a media, que experimentó plegamiento y metamorfismo durante la orogenia Oclóyica (Herrmann, 2020).

En las Sierras Pampeanas septentrionales, el distrito de La Cébila presenta vetas de cuarzo mineralizadas con Sb-Au-(Hg), de rumbo que varía entre NNO-SSE a NE-SO. Las vetas son subverticales, tienen corridas que alcanzan los 1000 m y espesores variables desde pocos centímetros hasta máximos del orden de los 2 m. La mineralización principal consiste en antimonita en ganga de cuarzo con piritita como accesorio. En los afloramientos, es posible observar óxidos de antimonio como estibiconita y, en menor proporción, cervantita y senarmontita (Schalamuk *et al.*, 1990). Los análisis químicos indican presencia de oro (hasta 1,1 g/t) y plata (entre 12 y 40 g/t) (Ávila y Lazarte, 2010). Estas vetas se encuentran alojadas en una sucesión metasedimentaria de bajo grado, compuesta principalmente de filitas y metapsamitas (Formación La Cébila), perteneciente a un complejo metamórfico interpretado como parte de una sucesión marina de aguas someras de edad Cambro-Ordovícica. Los datos geoquímicos indican una relación con un ambiente de arco magmático (Herrmann, 2020).

En una posición más austral, dentro del ámbito de las Sierras Pampeanas, en el sector de Cerro Lagos, se registran manifestaciones de mineralización Sb–Au hospedadas en meta-cuarzoarenitas y filitas de la Formación San Luis. Esta unidad, anteriormente interpretada como una simple secuencia turbidítica (Prozzi, 1990), ha sido redefinida recientemente como una sucesión metasedimentaria silicoclástica depositada en una cuenca marina profunda, con sistemas de talud y llanura abisal y marcada influencia glacimarina (Perón Orrillo, 2024). Su desarrollo se vincula al antepaís occidental del orógeno pampeano durante el Cámbrico, previo al inicio de la orogenia famatiniana, y registra progradación del talud, formación de lóbulos turbidíticos y depósitos de dropstones asociados a la glaciación baykonuriana. Posteriormente, la unidad fue afectada por deformación regional y metamorfismo en facies de esquistos verdes. Las vetas conformadas por estibina, estibiconita y senarmontita, se emplazan dentro de una zona de cizalla principal NNE-SSO de 1 a 2 m de potencia, subvertical y concordante dentro del basamento cristalino (Rossello, 1986).

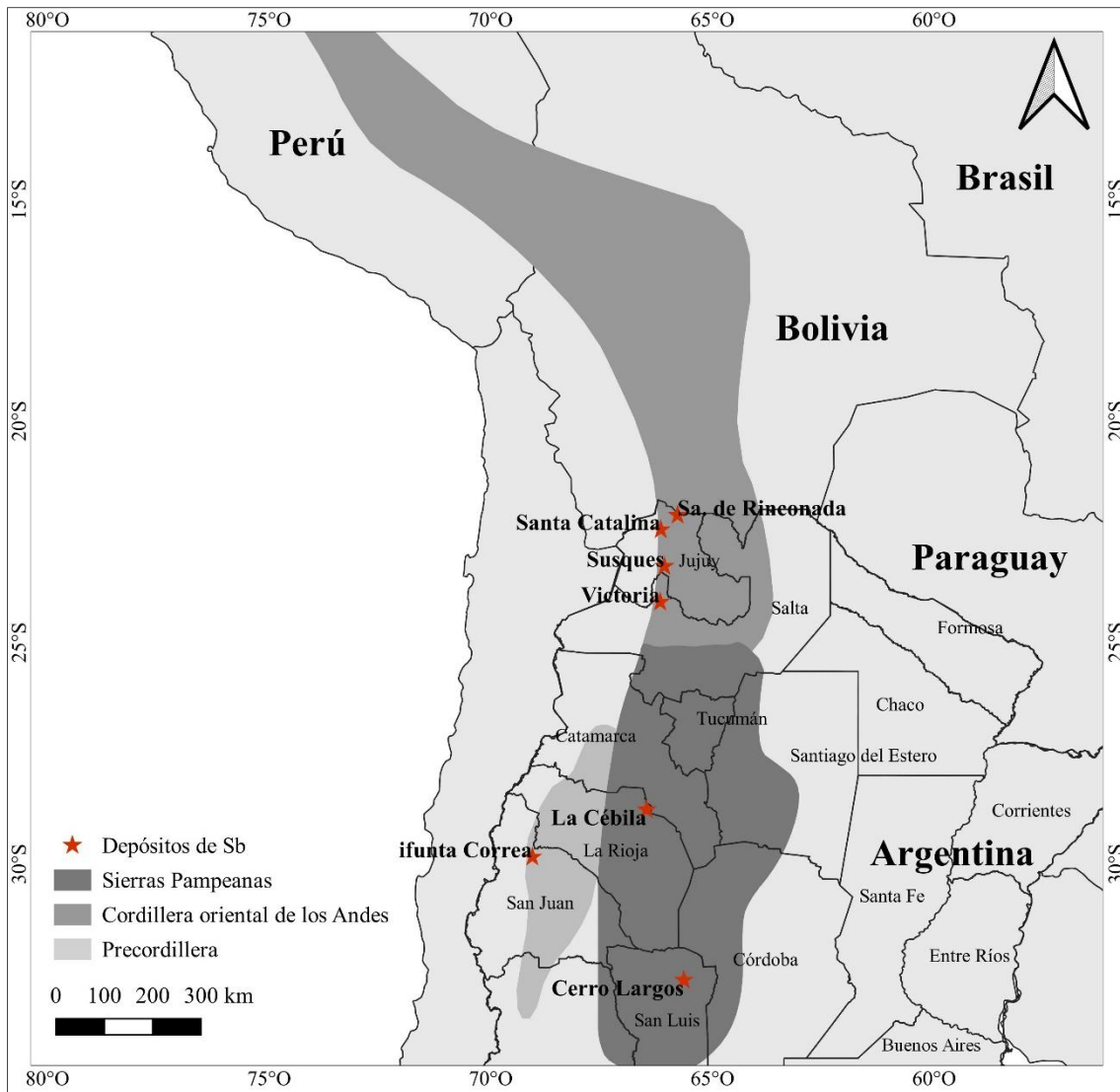


Figura 4.4. 1. Mapa de ubicación de los depósitos Sb-Au (estrellas rojas) de Argentina.

En todos los casos, se trata de concentraciones vetiformes, lenticulares, e incluso diseminaciones de estibina formando agregados de gran pureza de cristales aciculares, asociados a pirita, en ganga de cuarzo. En determinados yacimientos, por ejemplo, en la mina Pabellón (Sierra de Rinconada), Puyita (Santa Catalina) y Cerro Lina (Susques), el oro acompaña a la estibina. Este sulfuro da lugar por meteorización a la formación de, entre otros, cervantita ( $Sb_2O_4$ ), senarmontita ( $Sb_2O_3$ ), estibioconita ( $Sb, Sb_2O_6(OH)_2$ ), y bindheimita ( $Pb_2Sb_2O_6O$ ). Las minas de antimonio en Argentina han sido explotadas en pequeña escala y, en algunos casos, han proporcionado varios centenares de toneladas de oxidados y sulfurados con leyes de 40-60 % Sb. La producción registrada en el período 1945 - 1976 (año de la última producción) alcanzó a 1012 t, de los cuales 210 t corresponden a la provincia de Jujuy; 59 t a Salta y 25 t a La Rioja. Dentro del total señalado cabe citar el aporte de 350 t procedentes de San Juan (mina Difunta Correa, con

ley de 6 % Sb). Las cifras máximas de producción en nuestra historia de la minería del antimonio, ascendieron a 320 t, 267 t y 180 t para los años 1938, 1942 y 1943, respectivamente (Angelelli, 1984).

#### **4.5 Antecedentes mineros del Depósito “Difunta Correa” (Chinguillos Este)**

En Chinguillos Este, a 6 km del paraje El Chinguillo, se encuentra la mina Difunta Correa en el faldeo occidental de la sierra de la Punilla (Figura 3.3.1). La mina Difunta Correa fue explorada en el año 1971 por la Compañía Minera PROMINA SRL, en el marco de la Ley de Promoción Minera, mediante laboreos superficiales consistentes en destapes y canaletas para el muestreo sistemático. Se construyeron 130 m de galerías y un pique de 24 m de profundidad (Figura 4.5.1 y 4.5.2) (Angelelli, 1984). Posteriormente, Cardó (1993) realizó un estudio expeditivo de esta mina que a la fecha está inactiva.



Figura 4.5. 1. a) Foto panorámica, adquirida con un dron con la ubicación de la galería (abajo) y el pique (arriba), indicados con círculos blancos. b) Pique de 24 m de profundidad con orientación E-O. c) Entrada a la galería de 130 m de rumbo NE.

Las reservas totales alcanzan las 7019,7 t de antimonio, distribuidas entre los sectores Blanca (5308,29 t) y Antonia (1711,41 t); existe un tercer sector denominado Andrea, pero del cual no se cuenta con reservas calculadas (Juárez Arenas, 1971). En 1972, se extrajeron 350 t de mineral de la mina (Angelelli, 1984).

Los datos de potencia media y ley media en los sectores mencionados son:

- Sector Blanca: 0,61 m, 7,32 % Sb.
- Sector Antonia: 5,9 m, 5,73 % Sb.
- Sector Andrea: 0,68 m, 4,94 % Sb.

Según Cardó *et al.* (2009), la mineralización consiste en antimonita (i.e, estibina) en casi su totalidad y escaso porcentaje de galena, arsenopirita, pirita, oro y cuarzo. Por meteorización, se han originado ocres de antimonio, entre los que se han determinado cervantita y estibiconita. La ganga está representada por cuarzo y limonitas amarillas y castañas.



Figura 4.5. 2. a) Vista al norte de la escombrera resultante de la extracción del mineral. b) Restos del campamento minero. c y d) Laboreos para extracción de mineral.

## 4.6 Bibliografía

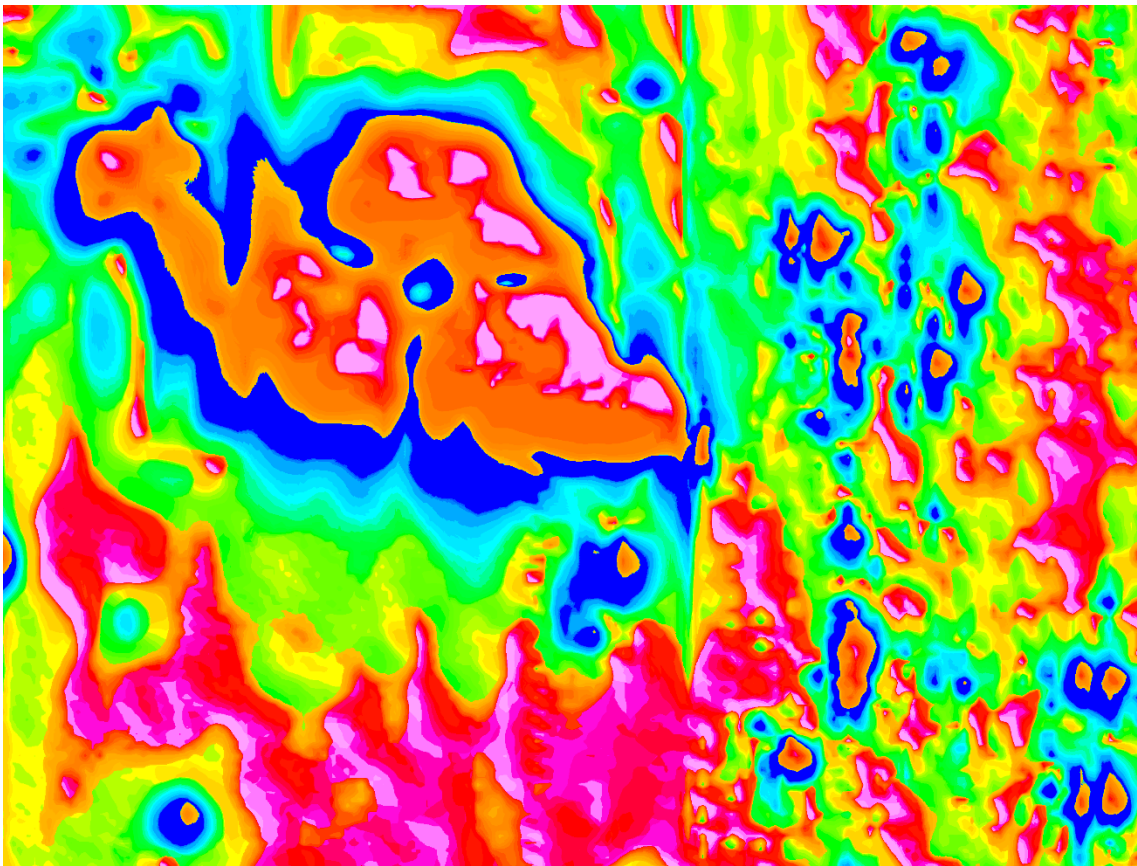
- ANGELELLI, V. 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. *Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires*, 1–2: 704 p. La Plata.
- ÁVILA, J.C. y LAZARTE, J.E. 2010. Mineralización en el basamento metamórfico de bajo grado de Catamarca y norte de La Rioja, Argentina. *Serie Correlación Geológica*, 26(2): 85–102.
- BOYLE, R.W. 1986. Gold deposits in turbidite sequences: Their geology, geochemistry and history of the theories of their origin. En: Keppie, J.D., Boyle, R.W. & Haynes, S.J. (eds.), *Turbidite-hosted Gold Deposits*. Geological Association of Canada, Special Paper No. 32, pp. 1–13.
- BOYLE, R.W. y JONASSON, I.R..1984. The geochemistry of antimony and its use as an indicator element in geochemical prospecting. *Journal of Geochemical Exploration*, 20(3): 223–302.
- CARDÓ, R. 1993. Estudio geológico minero del extremo sur de la Sierra de La Punilla y faldeo oriental (parte norte) del cordón de Colangüil. *Informe de Avance, Servicio Minero Nacional*, 49 p. Inédito. San Juan.
- CARDÓ, R., DÍAZ, I.N., CATNICH, J., LITVAK, V.D., MARQUETTI, C. y GARCÍA MESTRE, A. 2009. Carta Minero-Metalogenética 2969-III Malimán. Provincia de San Juan y La Rioja. *Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino*, Boletín 355, 108 p. Buenos Aires.
- COX, S. F., KNACKSTEDT, M. A., BRAUN, J. 2001. Principles of structural control on permeability and fluid flow in hydrothermal systems. *Reviews in Economic Geology*, 14: 1–24.
- DENG, J., WANG, Q., LI, G., HOU, Z., JIANG, C. y DANYUSHEVSKY, L. 2015. Geology and genesis of the giant Beiya porphyry–skarn gold deposit, northwestern Yangtze Block, China. *Ore Geology Reviews*, 70: 457–485.
- EUROPEAN COMMISSION. 2023. *Study on the Critical Raw Materials for the EU 2023 – Final report*. Publications Office of the European Union, Luxembourg, 349 p.
- EVANS, K.A. y TOMKINS A.G. 2020. Metamorphic fluids in orogenic settings. *Elements*, 16: 381–388.

- EYI, E. 2012. Antimony uses, production, prices. *Tristar Resources plc*, London, United Kingdom, 14 p.
- GABOURY, D. 2019. Parameters for the formation of orogenic gold deposits. *Applied Earth Science*, 128(3): 124–133.
- GOLDFARB, R.J. 2024. Gold deposits—Where, when, and why?. In: Vearncombe, J. (Ed.), *Extended Abstracts, AIG Symposium*, 22–24 October 2024, Perth, Western Australia. Australian Institute of Geoscientists, Bulletin 75, pp. 127–131.
- GOLDFARB, R.J. y GROVES D.I. 2015. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time. *Lithos*, 233: 2–26.
- GOLDFARB, R. J. y PITCAIRN I. 2023. Orogenic gold: is a genetic association with magmatism realistic? *Mineralium Deposita*, 58(1): 5–35.
- GOLDFARB, R.J., PHILLIPS, G.N. y NOKLEBERG, W.J. 1998. Tectonic setting of synorogenic gold deposits of the Pacific Rim. *Ore Geology Reviews*, 13: 185–218.
- GOLDFARB, R.J., GROVES, D.I. y GARDOLL, S. 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geology Reviews*, 18: 1–75.
- GOLDFARB, R. J., GROVES, D. I. y GARDOLL, S. 2005. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geology Reviews*, 27(1–4): 1–13.
- GROVES, D. y SANTOSH, M. 2015. Province-scale commonalities of some world-class gold deposits: Implications for mineral exploration. *Geoscience Frontiers*, 6(3): 389–399.
- GROVES, D.I., BIERLEIN F.P. y GOLDFARB R.J. 2009. Some irks with IRGS and snags with TAGs. En: *Williams, P.J. (Ed.) Smart Science for Exploration and Mining. Proceedings of the 10th Biennial SGA Meeting*, Townsville, Australia, pp. 356–358.
- GROVES, D. I., SANTOSH, M. y ZHANG, L. 2020. A scale-integrated exploration model for orogenic gold deposits based on a mineral system approach. *Geoscience Frontiers* 11(3): 719-738.
- GROVES, D. I., GOLDFARB, R. J., GEBRE-MARIAM, M., HAGEMANN, S. G. y ROBERT, F. 1998. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the

- context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, 13(1–5): 7–27.
- HAEBERLIN, Y., MORITZ, R., FONTBOTÉ, L. 2003. Paleozoic orogenic gold deposits in the eastern Central Andes and its foreland, South America. *Ore Geology Reviews*, 22(1–2): 41–59.
- HAGEMANN, S. G., NEUMAYR, P. y PETERSEN, K. 2007. Hydrothermal alteration associated with orogenic gold deposits. *Mineralium Deposita*, 42(4): 441–457.
- HERRMANN, C. 2020. Sb-Au mineralization in Famatinian back-arc basins of southern South America. Resumen en: *Symposium Hydrothermal Processes and Ore Deposits*, 36° International Geological Congress, Delhi, India.
- HOFSTRA, A.H., MARSH, E.E., TODOROV, T.I., EMSBO, P. 2013. Fluid inclusion evidence for a genetic link between simple antimony veins and giant silver veins in the Coeur d’Alene mining district, ID and MT, USA. *Geofluids*, 13(4): 475–493.
- HRONSKY, J. M. A. y GROVES, D. 2008. Science of targeting: definition, strategies, targeting and performance measurement. *Australian Journal of Earth Sciences*, 55: 3–12.
- JUÁREZ ARENAS, J. G. 1971. Proyecto de exploración para la mina de antimonio Difunta Correa. Departamento Iglesia-Chinguillo, Provincia de San Juan. *Informe de Promoción Minera, PROMINA SRL - SEGEMAR*, Expediente 41549/75, 66 p. Inédito. San Juan.
- MILLER, M.H. 1973. Antimony. En: Brobst, D.A. & Pratt, W.P. (eds.), *United States Mineral Resources*. U.S. Geological Survey Professional Paper 820, pp. 45–50.
- MURGUÍA, D. 2022. Minerales y materias primas críticas: potencial y oportunidades para Argentina. *Visión de Futuro*, 26: 81–104.
- PERÓN ORRILLO, J.M. 2024. La Formación San Luis (Cámbrico). En: Costa, C. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Luis*, 22° Congreso Geológico Argentino, Relatorio, p. 111–141, San Luis.
- PHILLIPS, G. N. y POWELL, R. 2010. Formation of gold deposits: Review and evaluation of the continuum model. *Earth-Science Reviews*, 102(1–2): 1–25.

- POHL, W.L. 2011. Economic geology principles and practice - Metals, minerals, coal and hydrocarbons - Introduction to formation and sustainable exploitation of mineral deposits. Hoboken, N.J., *Wiley-Blackwell*, 663 p.
- POULSEN, K. H., ROBERT, F. y DUBÉ, B. 2000. Geological classification of Canadian gold deposits. *Geological Survey of Canada Bulletin*, 540, 106 p.
- PROZZI, C. 1990. Consideraciones acerca del basamento de San Luis. En: *Actas del XI Congreso Geológico Argentino*, I: 452–455. San Juan.
- RIDLEY, J. 1993. The relations between mean rock stress and fluid flow in the crust: With reference to vein- and lode-style gold deposits. *Ore Geology Reviews*, 8: 23–37.
- ROBERT, F., SHEAHAN, P.A., GREEN S.B. 1991. Greenstone gold and crustal evolution. En: *Geological Association of Canada, NUNA Conference Volume*, pp. 13–31.
- RODRÍGUEZ, G.A., DE AZEVEDO, F.I.JR., COIRA, B. y BRODIE, C. 2001. Mineralizaciones auríferas en sedimentitas ordovícicas de la sierra de Rinconada (Jujuy, Argentina): implicancias para la exploración minera. *Revista Geológica de Chile*, 28(1): 47–66.
- ROSSELLO, E. 1986. Primera manifestación antimonífera en la provincia de San Luis y aportes sobre su control estructural. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, XL(1–2): 196–200.
- SCHALAMUK, I., AMETRANO, S., BOTTO, I. y DE BARRIO, R., 1990. Los óxidos de antimonio de la Quebrada de La Cébila, provincia de La Rioja, Argentina. En: *Contribución al conocimiento de la mineralogía y geología económica de la República Argentina. Asociación Argentina de Geólogos Economistas*, Publicación Especial, Buenos Aires.
- SCHWARZ-SCHAMPERA, U. 2014. Antimony. En: Gunn, G. (ed.), *Critical metals handbook*. Wiley and Sons, Hoboken, N.J., pp. 70–98.
- SEAL, R.R., II, SCHULZ, K.J., DEYOUNG, J.H., JR. 2017. 2017. Antimony. En: Schulz, K.J., DeYoung, J.H. Jr., Seal, R.R. II & Bradley, D.C. (eds.), *Critical mineral resources of the United States — Economic and environmental geology and*

- prospects for future supply. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1802: C1–C17.*
- SIBSON, R.H. 1989. Earthquake faulting as a structural process. *Journal of Structural Geology* 11 (1–2): 1–14.
- SIBSON, R.H. 2004. Controls on maximum fluid overpressure defining conditions for mesozonal mineralization. *Journal of Structural Geology*, 26: 1127–1136.
- TOMKINS, A.G. 2010. Windows of metamorphic sulfur liberation in the crust: implications for gold deposit genesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74: 3246–3259.
- TZAMOS, E., GAMALETOS, P.N., GRIECO, G., BUSSOLESI, M., XENIDIS, A., ZOUBOULIS, A., DIMITRIADIS, D., PONTIKES, Y., GODELITSAS, A. 2020. New insights into the mineralogy and geochemistry of Sb ores from Greece. *Minerals*, 10: 236.
- U.S. GEOLOGICAL SURVEY. 2024. Mineral commodity summaries 2024: Antimony. *U.S. Department of the Interior*, Washington, D.C., pp. 34–35.
- VEARNCOMBE, Z. y ZELIC, M. 2015. Structural paradigms for gold: do they help us find and mine? *Applied Earth Science*, 124(1): 2-19.
- YARDLEY, B. y CLEVERLEY, J. 2013. The role of metamorphic fluids in the formation of ore deposits. *Geological Society*, London, Special Publications, 393.
- YARDLEY, B.W.D. y BODNAR R.J. 2014. Fluids in the continental crust. *Geochemical Perspectives*, 3: 1–127.



# **CAPÍTULO 5: MAPEO GEOLÓGICO - GEOFÍSICO**

## CAPÍTULO 5: MAPEO GEOLÓGICO-GEOFÍSICO

### 5.1 Teledetección y sensores remotos aplicados al análisis del depósito

La teledetección (*Remote Sensing*) es la ciencia de obtener información sobre un objeto, área o fenómeno sin contacto directo, mediante sensores que capturan relaciones espectrales y espaciales desde una distancia considerable (Lillesand y Kiefer, 1994). Estos sensores, instalados en plataformas como satélites o aviones, registran datos basados en la energía del espectro electromagnético reflejada por la superficie terrestre (Sabins, 1987). Su aplicación abarca desde la elaboración de mapas hasta el monitoreo de recursos y la determinación de la composición química de materiales (Loughlin, 1991). La aplicación de técnicas de sensoramiento remoto al estudio de problemas geológicos está ampliamente difundida en la literatura (Sultan, *et al.*, 1986, 1987; Drury, 1987; Sabins, 1999; Gad y Kusky; 2006; Raharimahefa y Kusky, 2009, entre otros), ya que en la mayoría de los casos constituyen una poderosa herramienta para discriminar litologías y resaltar rasgos estructurales. Actualmente, el mapeo de litologías y alteraciones es posible con sensores que tienden a detectar la presencia de grupos de minerales característicos de las zonas de alteración con base en los rasgos espectrales de los mismos, en la parte visible e infrarrojo cercano (0,4-1,1 nm) del espectro electromagnético.

La aplicación del procesamiento digital de imágenes ASTER y/o Landsat para apoyar la exploración se posiciona actualmente como una técnica útil en las etapas tempranas de la exploración y en particular para la selección y jerarquización de blancos o *targets*. Las técnicas de percepción remota son no invasivas y de gran utilidad para estudiar áreas relativamente extensas, de difícil acceso, garantizando la seguridad del personal de campo y sus equipos de trabajo, así como en la optimización de recursos para planear el trabajo de campo en las subsecuentes etapas de la exploración (Origel-Gutiérrez y Sánchez Cárdenas, 2010). Las imágenes del sensor multiespectral ASTER destacan entre las más usadas para detectar minerales de áreas de alteración (Ninomiya y Fu, 2001; Ninomiya, 2002; Crosta *et al.*, 2003; Hubbard y Crowley, 2005; Rowan *et al.*, 2005; Mars y Rowan, 2006; Rowan *et al.*, 2006; Di Tommaso y Rubinstein, 2007).

#### 5.1.1 Materiales y métodos

- Modelo Digital de Elevaciones o MDE

Se denomina Modelo Digital de Elevaciones (MDE) a un modelo simbólico de estructura numérica y digital (Felicísimo, 1994) que pretende representar la distribución espacial de la elevación del terreno, siendo la altura una variable escalar (sobre un nivel de referencia) que se distribuye en un espacio bidimensional. Los modelos de datos para la representación de los MDE pueden ser vectoriales o ráster (grillados). En los modelos vectoriales se encuentran las curvas de nivel, los perfiles y la Red de Triángulos Irregulares (TIN, por su acrónimo en inglés). En tanto que, en los modelos grillados, se encuentran las matrices de celdas regulares, con cotas sobre una grilla de filas y columnas equidistantes.

No todos los MDE son igualmente útiles. Se diferencian entre sí por la resolución y por la exactitud, y diferentes aplicaciones plantearán diferentes requisitos (Burgos y Salcedo, 2014). El MDE AP\_21983\_FBS\_F6580\_RT1 obtenido por ALOS PALSAR y utilizado para la elaboración de este trabajo, fue descargado desde el sitio *Alaska Satellite Facility* (<https://asf.alaska.edu/>) y posee una resolución de 12,5 m.

- Imágenes Landsat

El satélite Landsat 8, lanzado en 2013, es una herramienta fundamental en teledetección y aplicaciones geológicas gracias a la incorporación de los instrumentos OLI (*Operational Land Imager*) y TIRS (*Thermal Infrared Sensor*). El OLI captura imágenes en 9 bandas espectrales, incluyendo una banda pancromática de alta resolución (15 m) y otras de 30 m, mientras que el TIRS registra dos bandas del infrarrojo térmico. Estas capacidades permiten a Landsat 8 realizar un mapeo geológico detallado, identificar unidades litológicas, fallas y estructuras geológicas, y detectar alteraciones hidrotermales y zonas de mineralización. Además, es útil para la cartografía de suelos, monitoreo de volcanes y análisis térmicos de flujos de lava, así como para el seguimiento de procesos de erosión, sedimentación y la evaluación de riesgos geológicos como deslizamientos o inundaciones.

La imagen Landsat 8, LC08\_L1TP\_232081\_20200526\_20200608\_01\_T1\_ANG, utilizada en este trabajo fue obtenida del sitio *EarthExplorer* del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) (<https://earthexplorer.usgs.gov/>). La fecha de adquisición de esta imagen fue el 26 de mayo del 2020.

- Imágenes ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*)

Es un sensor multiespectral con catorce bandas y tres subsistemas que operan en forma simultánea. Cubre las regiones del visible e infrarrojo cercano (VNIR) con tres bandas con 15 m de resolución espacial; el infrarrojo medio o de onda corta (SWIR) con seis bandas y 30 m de resolución; y el infrarrojo termal (TIR) con cinco bandas de 90 m de resolución. Posee una banda 3N con visión hacia atrás, que forma con la banda 3B un ángulo de 27,5°, lo que da una visión estereoscópica permitiendo realizar un Modelo de Elevación Digital del terreno. La resolución espectral de estos datos permite realizar clasificaciones de rocas y minerales, además de modelos de elevación digital, constituyendo una herramienta importante para el estudio y mapeo geológico. Para este trabajo se utilizó la imagen ASTER, AST\_L1T\_00312222006144342\_20150517132633\_110822, tomada el 22 de diciembre del 2006 la cual fue descargada del sitio *EarthExplorer* del USGS.

#### *5.1.2 Etapas del procesamiento de la imagen digital*

Previo al procesamiento de la imagen mediante combinaciones de bandas y clasificación supervisada o no supervisada, se aplican múltiples correcciones que dependen del nivel de preprocesamiento con que fue adquirida la imagen, así como de los objetivos del proyecto. Es decir, las correcciones radiométricas, geométricas y atmosféricas pueden estar ya incorporadas según el nivel de procesamiento provisto por el proveedor, y este nivel condiciona las transformaciones adicionales necesarias, como la conversión a valores de radiancia, reflectancia, emitancia y/o temperatura.

Las correcciones radiométricas y geométricas son las más usuales, aunque éstas pueden aplicarse o no, dependiendo del nivel de preprocesamiento con el que se adquiere la imagen, o de las características específicas de cada uno de los subsistemas ASTER utilizados (Origel-Gutiérrez y Sánchez Cárdenas, 2010). La corrección geométrica se aplica a una imagen que sufre distorsión a causa de algunos errores en el movimiento del satélite o el mecanismo de recepción. En caso de que haya un error en los sensores que impulse la introducción de los píxeles incorrectos se realiza la corrección radiométrica (Rakotondramano *et al.*, 2021).

Las correcciones mencionadas para la imagen Landsat 8 fueron realizadas mediante el complemento SCP (*Semi-Automatic Classification Plugin*) en QGIS, *software* libre y de código abierto desarrollado por la comunidad internacional de SIG (QGIS *Development Team*; disponible en: <https://qgis.org>). La imagen ASTER fue corregida primero radiométricamente y luego atmosféricamente utilizando ENVI, versión

gratuita de evaluación (NV5 *Geospatial*; disponible en: <https://www.harrisgeospatial.com/Products/ENVI-IDL>).

Las tareas de procesamiento de imágenes digitales son fundamentales para la identificación, localización, clasificación y segmentación de datos relevantes (Origel-Gutiérrez y Sánchez Cárdenas, 2010). En el contexto del análisis de imágenes satelitales asociadas a yacimientos minerales, las actividades más significativas incluyen la clasificación de la imagen y la segmentación focalizada en la clase de interés, así como el realce espectral y espacial utilizando técnicas visuales tales como cocientes de bandas, índices, filtros de borde y filtros direccionales. En el presente estudio, se llevaron a cabo combinaciones y cocientes de bandas que permitieron resaltar características litológicas e identificar tipos de alteración hidrotermal. Además, se aplicaron metodologías de clasificación, tanto no supervisadas como supervisadas, para la generación de mapas litológicos preliminares de manera casi automática y rápida. Estos mapas fueron validados posteriormente a través de trabajos de campo y laboratorio, asegurando así la fiabilidad de los resultados obtenidos.

#### *5.1.2.1 Combinación de bandas*

Con el fin de realizar algunas interpretaciones previas de la zona de estudio, se realizaron algunas combinaciones de bandas. En general, estas composiciones son útiles para extraer información significativa sobre las litologías y las zonas de alteración en la exploración de minerales. Se combinaron diferentes bandas espectrales de cada imagen de Landsat 8 y ASTER en un sistema de color de RGB para crear las composiciones de color (Crosta y Moore, 1989).

Para identificar y diferenciar las litologías presentes en el sector que abarca Chinguillos Oeste y Chinguillos Este, se generó la composición RGB 742 con las bandas de la imagen Landsat 8. Como discriminador litológico en ASTER, se utilizó la combinación RGB 631. Ambas combinaciones de bandas en RGB dan buenos resultados para determinar las litologías presentes, en comparación con una imagen color verdadero (Figuras 5.1.1 a y b). En términos generales se diferenciaron 3 unidades litológicas diferentes: 1) los colores en la gama del azul corresponden a la Formación Río Blanco y al Grupo Chinguillos, cuya separación no es clara; 2) los colores en la gama del marrón corresponden al Grupo Angualasto; y 3) los depósitos cuaternarios pertenecientes a la Formación Los Llanos están representados por colores en la gama del gris. Cabe destacar que la combinación RGB 631 en la imagen ASTER (Figura 5.1.1 b) resalta con mayor

precisión el río Blanco, que drena de norte a sur, y también los cuerpos riódacíticos presentes en la margen derecha del mismo.

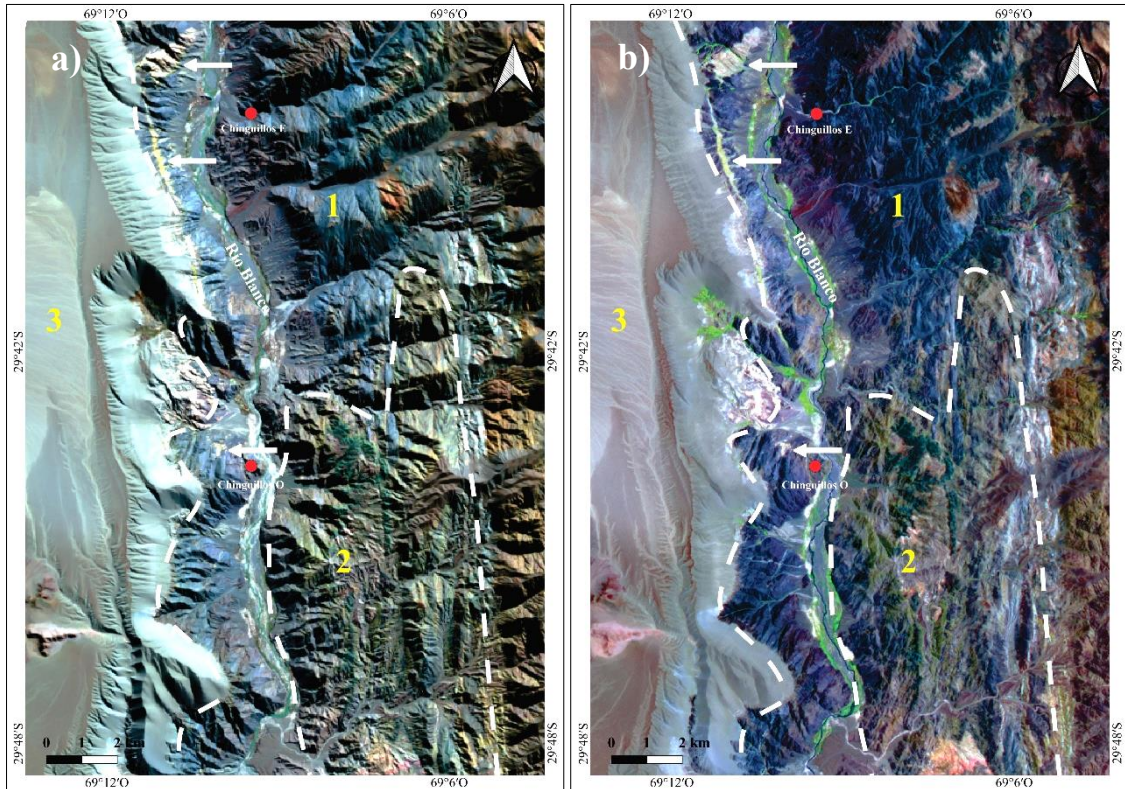


Figura 5.1. 1. Combinación de bandas para discriminar litologías: a) RGB 742 con Landsat 8; b) RGB 631 con ASTER. Las líneas blancas segmentadas indican los límites formacionales, mientras que las flechas señalan la ubicación de los diques riódacíticos. Se incluye la ubicación de Chinguillos Este y Oeste, señalada con un círculo rojo en el mapa, como referencia geográfica para facilitar la interpretación de la escala. Escala 1:75000. Los números 1, 2 y 3 representan las diferentes unidades litológicas.

Con Landsat 8, se llevó a cabo la combinación RGB 573 (Figura 5.1.2 a) para lograr una respuesta espectral de los minerales en el máximo de su reflectancia, utilizando la parte del visible e infrarrojo. Las áreas de alteración hidrotermal se destacan en color verde, debido a la capacidad de la banda 7 para resaltar minerales hidratados como arcillas (caolinita, montmorillonita) y otros minerales de alteración como sericita y alunita. La vegetación saludable aparece en tonos rojos intensos debido a la alta reflectancia en el NIR (banda 5). Por otro lado, la combinación RGB 456 de ASTER permite identificar minerales con alta reflectancia en el NIR, como silicatos, en tonos rojizos. Los tonos azules en esta combinación son indicativos de zonas ricas en alunita o con alteración hidrotermal intensa (Figura 5.1.2 b). Además, gracias a la mayor resolución espectral de

ASTER, esta combinación facilita una identificación más precisa de sectores con alteración hidrotermal, destacando con claridad los cuerpos riódacíticos alterados.

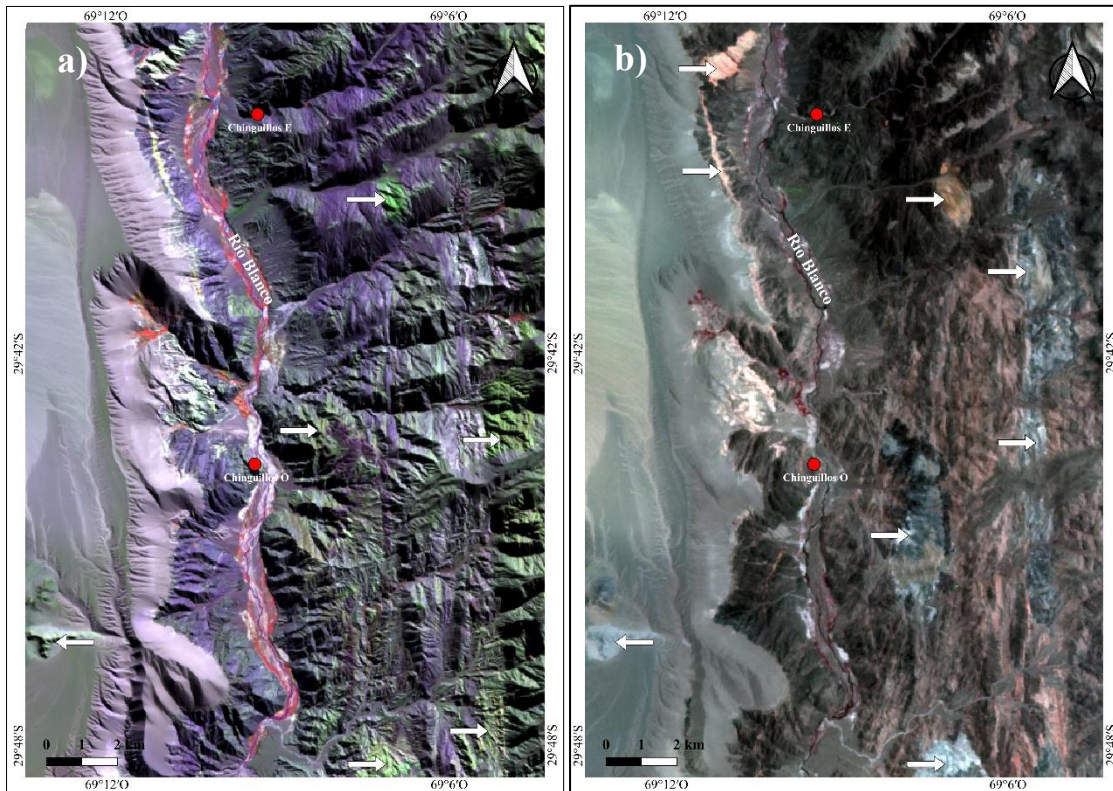


Figura 5.1. 2. Combinación de bandas para la identificación de zonas con alteración hidrotermal, indicadas con flechas blancas: a) RGB 573 en Landsat 8; b) RGB 456 en ASTER. Se incluye la ubicación de Chinguillos Este y Oeste, señalada con un círculo rojo en el mapa, como referencia geográfica para facilitar la interpretación de la escala. Escala 1:75000.

#### 5.1.2.2 Cocientes de bandas

Una estrategia utilizada en diferentes trabajos de investigaciones sobre detección de minerales en distintos ambientes geológicos, ha sido la de los cocientes entre bandas (Kaufmann, 1988). Estos también han sido aplicados como una técnica que permite mapear zonas de alteración hidrotermal identificando grupos de minerales representativos a través del realce de información espectral. Ninomiya (2004), Rowan *et al.* (2003) y Crowley *et al.* (1989), entre otros, propusieron una serie de relaciones e índices que refuerzan la respuesta de aquellas áreas con presencia de minerales de alteración. Estos índices se basan en los espectros de reflectancia de distintos minerales y sus características en zonas que captan las distintas bandas del espectro VNIR, SWIR y TIR de ASTER. Para Landsat 8, existen menos composiciones RGB basadas en cocientes espectrales que permitan identificar en detalle los minerales de alteración. Esto se debe a

que el satélite no proporciona información detallada en las regiones del espectro donde estos minerales presentan mayores diferencias y características distintivas, a diferencia de ASTER, que sí lo hace.

Se utilizó la imagen ASTER para identificar zonas con alteración hidrotermal mediante la composición RGB basada en los cocientes 4/5, 4/6 y 4/8 (Ninomiya, 2004). Estos cocientes son efectivos para detectar alteración hidrotermal porque los minerales asociados presentan una alta reflectancia en la banda 4 y picos de absorción en las bandas 5, 6 y 8. El resultado de este procesamiento (Figura 5.1.3) exhibe:

- Tonos rojos y rosados que destacan áreas con fuerte absorción en la banda 5, indicativo de alunita y minerales asociados a alteración argílica avanzada.
- Tonos azules que resaltan zonas ricas en minerales con enlaces Mg-OH y carbonatos (CO<sub>3</sub>), tales como clorita, epidota y calcita, asociados comúnmente a alteración propilítica.
- Tonos blancos y amarillos que están relacionados con alta concentración de arcillas y otros minerales de alteración como sericita. En algunos casos, también representan superficies muy reflectantes, como arenas claras o suelos ricos en sílice.

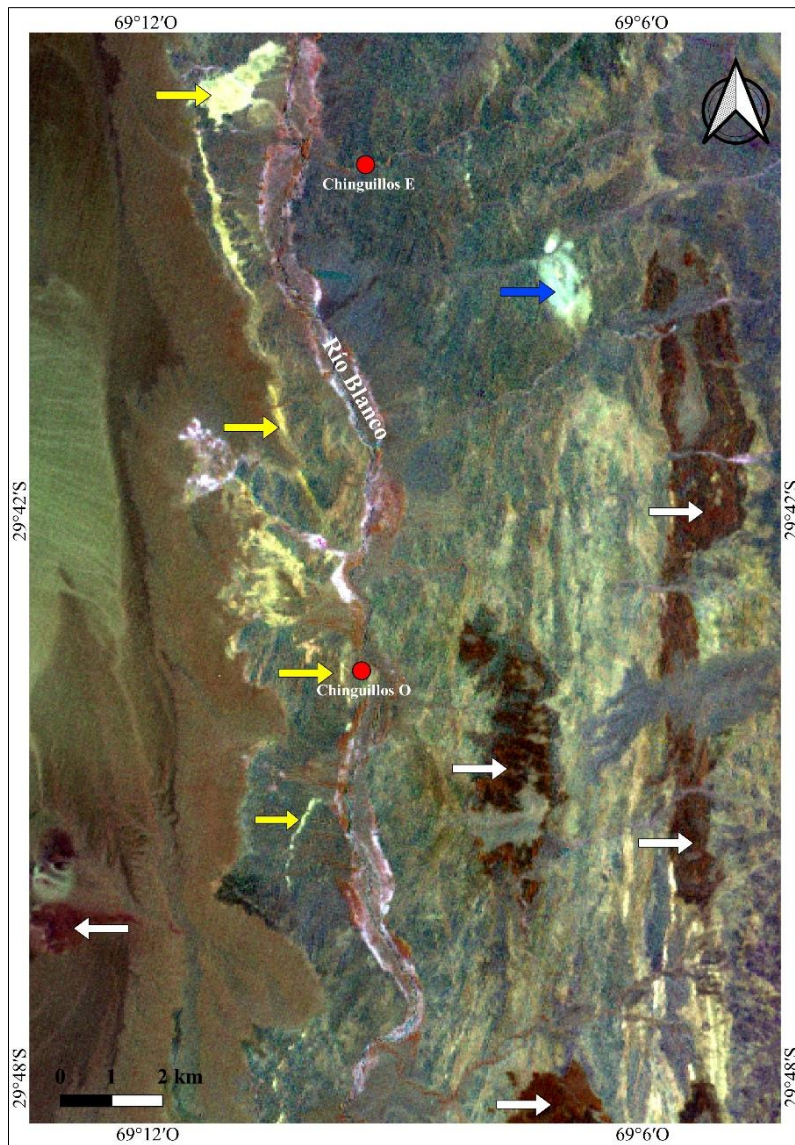


Figura 5.1 3. Composición RGB 4/5, 4/6, 4/8 en escala 1:75000 (Ninomiya, 2004), utilizada para identificar sectores con alteración hidrotermal, señalados mediante flechas blancas. Las zonas de alteración propilitica (clorita/epidota) se evidencian por tonos azules y están marcadas con la flecha azul. Por su parte, los diques riódacíticos, que presentan alteración sericitica y se distinguen por sus tonos amarillos, se señalan con flechas del mismo color. Se incluye la ubicación de Chinguillos Este y Oeste, señalada con un círculo rojo en el mapa, como referencia geográfica para facilitar la interpretación de la escala.

### 5.1.2.3 Clasificación digital de imágenes de satélite

La clasificación digital de imágenes implica la interpretación de niveles digitales (ND) y su agrupación en categorías para obtener un mayor conocimiento del área capturada, resultando en cartografía e inventarios temáticos (Garzón, 2021).

En la clasificación no supervisada (CNS), se generan agrupamientos espectrales (*clusters*) sin intervención previa del usuario, asignándose posteriormente categorías temáticas. Algoritmos como ISODATA y K-Means se utilizan comúnmente para formar estos grupos. El algoritmo ISODATA calcula promedios de clases de forma iterativa, reclasificando los píxeles hasta que los cambios en las clases sean mínimos o se alcance un número de iteraciones definido.

La principal ventaja de los métodos no supervisados radica en su enfoque exploratorio, ya que permiten reducir las clases espectrales sin requerir intervención directa en la generación de resultados. El algoritmo ISODATA, aunque eficaz para identificar grupos homogéneos en imágenes, exige un ajuste interactivo de parámetros, lo que lo convierte en un proceso iterativo. En este trabajo, dicho algoritmo se aplicó a una imagen satelital en QGIS, definiendo cinco clases espectrales con el objetivo de generar un mapa que facilite la diferenciación de las diversas unidades litológicas del sector (Figura 5.1.4). Como resultado, se lograron identificar claramente las unidades paleozoicas, correspondientes a los grupos Chinguillos y Angualasto, que se presentan con tonalidades verdes y anaranjadas. Por otro lado, los depósitos cuaternarios, que incluyen principalmente abanicos aluviales, terrazas, médanos y llanuras fluviales, se identifican con colores amarillos y grises.

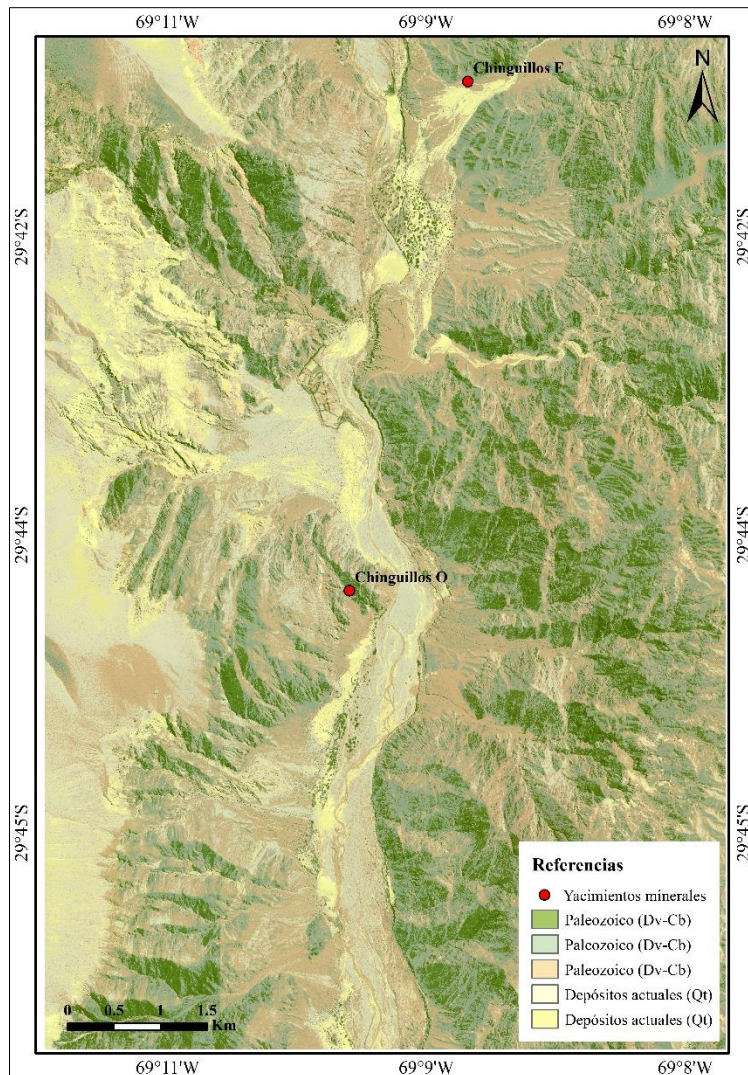


Figura 5.1. 4. Mapa en escala 1:40000, obtenido a partir de la clasificación no supervisada aplicando el algoritmo ISODATA. Se incluye la ubicación de Chinguillos Este y Oeste, señalada con un círculo rojo en el mapa, como referencia geográfica para facilitar la interpretación de la escala.

La clasificación supervisada se fundamenta en el conocimiento previo de la zona de estudio, obtenido a partir de experiencia directa o trabajos de campo, para identificar áreas representativas en la imagen, conocidas como "campos de entrenamiento". Estos campos permiten al sistema "aprender" y calcular los niveles digitales (ND) característicos de cada categoría, asignando posteriormente los píxeles de la imagen a una clase específica en función de sus ND.

Una vez definidos los campos de entrenamiento, el sistema calcula estadísticas como la media, el rango y la matriz de varianza-covarianza, aplicándolas a todas las bandas espectrales utilizadas en el proceso de clasificación. En esta investigación, se

empleó una imagen satelital obtenida a través de SASPlanet, y se definieron puntos de entrenamiento correspondientes a categorías como unidades sedimentarias paleozoicas, diques riódacíticos, depósitos cuaternarios y áreas con alteración hidrotermal. La clasificación de máxima verosimilitud se llevó a cabo en QGIS, generando un mapa temático que se presenta en la Figura 5.1.5.

Este mapa ofrece un mayor nivel de detalle en la identificación de unidades litológicas y geoformas en comparación con el mapa obtenido mediante clasificación no supervisada (Figura 5.1.4). Las unidades metasedimentarias paleozoicas, como la Formación Río Blanco y el Grupo Chinguillos, se representan con tonalidades verdes, mientras que los colores marrones indican cambios formacionales asociados al Grupo Angualasto o áreas con intensa alteración hidrotermal. Por otro lado, las unidades cuaternarias, como abanicos aluviales y terrazas, se distinguen con colores amarillos. En este mapa también se destacan con mayor claridad los cuerpos riódacíticos, y la resolución del mapeo es significativamente superior, lo que permite una diferenciación más precisa y detallada de las distintas unidades geomorfológicas.

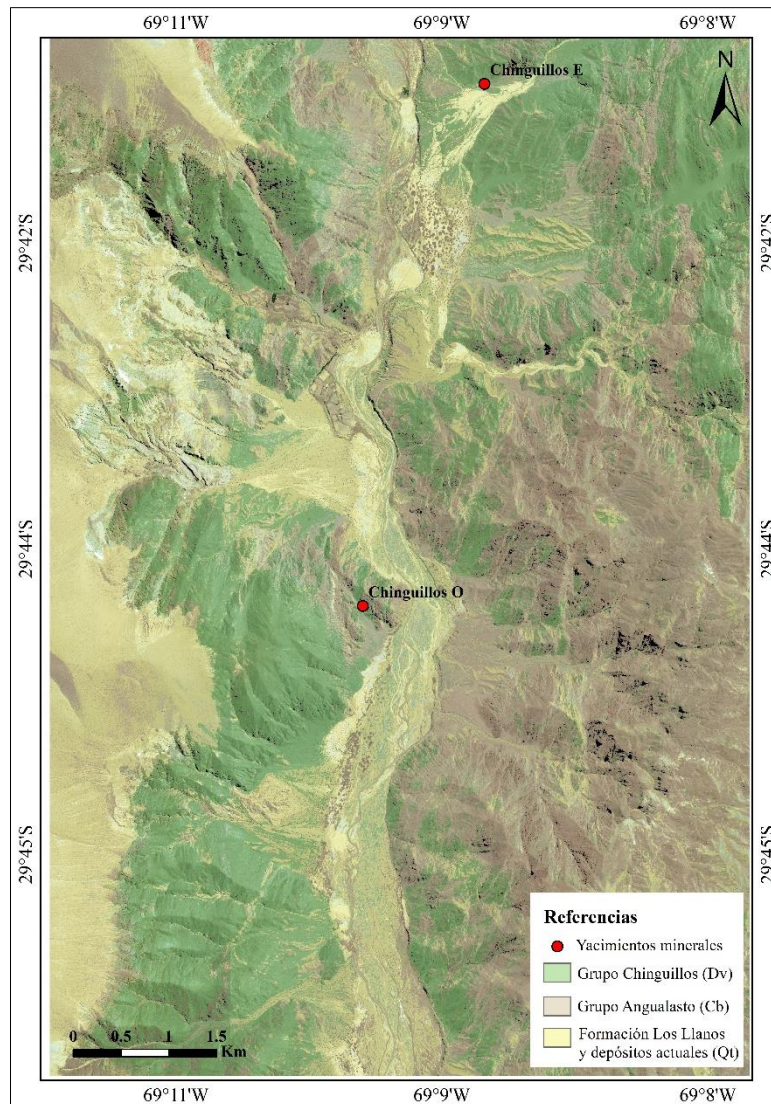


Figura 5.1. 5. Mapa en escala 1:40000 generado a partir de la clasificación supervisada, aplicando el método de máxima verosimilitud en QGIS. Se incluye la ubicación de Chinguillos Este y Oeste, señalada con un círculo rojo en el mapa, como referencia geográfica para facilitar la interpretación de la escala.

### 5.1.3 Síntesis interpretativa

Los mapas de alteración generados (RGB 573 en Landsat 8 y RGB 456 junto con la composición RGB basada en los cocientes espectrales 4/5, 4/6 y 4/8 en ASTER) se desarrollaron a escala regional con el propósito de realizar un análisis exploratorio preliminar de los minerales de alteración presentes en la zona de estudio. Los resultados obtenidos coinciden de manera precisa con las paragénesis de alteración observadas en análisis posteriores más detallados, como los realizados mediante microscopía óptica. Un ejemplo significativo son los cuerpos riódacíticos del Pérmico-Triásico, que presentan

alteración sericítica identificada en el mapa de alteración generado mediante la composición RGB 4/5, 4/6 y 4/8 (Ninomiya, 2004) (véase Capítulo 10).

Asimismo, en el mismo mapa (Figura 5.1.3), se destaca una zona con tonos rojizos que indica la presencia de alunita. Este mineral, identificado en Chinguillos Este mediante espectrometría portátil (TerraSpec Halo) (véase Capítulo 6), se relaciona con procesos de alteración supergénica y está vinculado a vetas de antimonio y oro ( $Sb\pm Au$ ).

Las imágenes del sensor multiespectral ASTER demostraron ser una herramienta eficaz para detectar minerales asociados a zonas de alteración, con la composición RGB de los cocientes espectrales 4/5, 4/6 y 4/8 como el método más efectivo para discriminar con precisión litologías específicas. En este contexto, la implementación de técnicas de clasificación digital de imágenes satelitales, tanto supervisadas como no supervisadas, permitió explorar diferentes enfoques de mapeo.

En particular, el mapa obtenido mediante la clasificación supervisada se destacó por su capacidad para diferenciar de manera precisa las unidades litológicas. Esta metodología permitió identificar las unidades devónicas, representadas en tonalidades verdes, en contraste con las unidades carboníferas, que se muestran en marrón (Figura 5.1.5). Estas últimas coinciden con zonas de mayor alteración hidrotermal, lo que refuerza la utilidad de la clasificación supervisada en la delimitación de unidades litológicas y áreas de interés metalogénico.

Por su parte, la clasificación no supervisada proporcionó resultados rápidos y efectivos, siendo útil para una exploración inicial y para validar las zonas de alteración detectadas en análisis posteriores. Sin embargo, la clasificación supervisada demostró ser más adecuada para el detalle requerido en este trabajo, destacando su capacidad para generar mapas litológicos que reflejan con precisión la complejidad geológica del área de estudio y optimizan la identificación de zonas prioritarias para la exploración minera.

## **5.2 Aeromagnetometría**

Los datos aeromagnéticos son utilizados para la detección de intrusiones, zonas de cizalla y áreas con alto potencial para depósitos de sulfuros. Esto se logra mediante el análisis de anomalías magnetométricas, cuya geometría puede interpretarse como indicativa de zonas de mineralización subsuperficial y lineamientos estructurales que desempeñan un papel crucial en la formación de depósitos minerales. Por su parte, las tecnologías existentes rápidas y económicas como, por ejemplo, el análisis de imágenes satelitales, son complementadas por estudios geofísicos para encontrar objetos

subsuperficiales y priorizar los objetivos de perforación (Haldar, 2018). El método magnético destaca por su alta sensibilidad a variaciones geológicas, su capacidad para realizar levantamientos a gran escala y su eficiencia en términos de tiempo y costos. Además, su combinación con otros métodos geofísicos, como los eléctricos y gravimétricos, aumenta significativamente la probabilidad de éxito al integrar diferentes tipos de datos. El método magnético se basa principalmente en el contraste de susceptibilidad magnética entre diferentes tipos de rocas y estructuras geológicas, lo que permite identificar cuerpos mineralizados tanto en la superficie como en el subsuelo cercano (Saleh *et al.*, 2018; Abuelnaga *et al.*, 2020; Mohamed y Al Deep, 2021; Mohamed *et al.*, 2022).

### 5.2.1 Materiales y métodos

Para identificar anomalías geométricas vinculadas con la presencia de los depósitos minerales de Chinguillos Este y Chinguillos Oeste, se utilizaron los datos aeromagnetométricos del Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR). Estos datos consisten en una grilla de anomalías aeromagnetométricas con nodos cada 250 m adquiridos a una altura de vuelo nominal de 120 m siguiendo líneas de vuelo principales de dirección N-S, espaciadas cada 1000 m. Se realizaron líneas de vuelo de control con dirección E-O y espaciadas cada 7500 m, todas ellas pertenecientes al levantamiento aeromagnetométrico provisto por SEGEMAR. Si bien existen numerosas técnicas de filtrado para aplicar en las grillas de datos aeromagnetométricos, se optó por método de la señal analítica, ya que es capaz de mostrar a través de máximos relativos zonas donde se producen contactos entre cuerpos de distinta susceptibilidad magnética.

### 5.2.2 Señal analítica

La técnica de señal analítica está basada en la metodología desarrollada por Nabighian (1972, 1974), quien la aplicó por primera vez a datos de campo de potencial en dos dimensiones para fuentes bidimensionales. Luego, Roest *et al.* (1992) propusieron que la señal analítica de anomalías de campo magnético puede usarse para mapear límites de cuerpos 3D. Una ventaja del uso de la señal analítica es que su forma es independiente de la dirección (inclinación y declinación) de la magnetización del cuerpo fuente, como así también del buzamiento de la misma.

Con el objetivo de confirmar la presencia de cuerpos intrusivos y resaltar sus bordes y definir sus morfologías, se generó un mapa de señal analítica en el *software* Oasis Montaj. Los máximos de la amplitud de la señal analítica coinciden con las

ubicaciones de las fuentes geológicas que generan el contraste en el campo medido (Nabighian, 1972; Roest y Pilkington, 1993). Cabe también destacar que produce una señal simétrica más positiva cuyo máximo se ubica encima del cuerpo magnetizado, y cuyo ancho es proporcional a la profundidad del mismo (Salem y Smith, 2005). El cálculo de la señal analítica es útil particularmente en zonas con baja latitud (magnética) donde la reducción al polo se comporta de manera deficiente.

En este trabajo se elaboró un mapa regional a escala 1:150000, para conocer la respuesta magnética del área de estudio. La anomalía elongada en dirección NO-SE en el mapa de la Figura 5.2.1 correspondería a asomos de intrusivos miocenos emplazados en la Formación Agua Negra y a granitoides permotriásicos. Los cuerpos miocenos aflorantes han sido datados en  $21,2 \pm 0,1$  y  $22,4 \pm 0,1$  Ma (Llambías y Sato, 1990), y fueron denominados microgranodiorita Los Médanos. En la figura, las líneas punteadas negras indican la orientación y los límites generales del cuerpo intrusivo. Asociada a estos plutones, se desarrolla la mineralización aurífera epitermal denominada Las Aguaditas, emplazada en las dioritas miocenas (Cardó *et al.*, 2009).

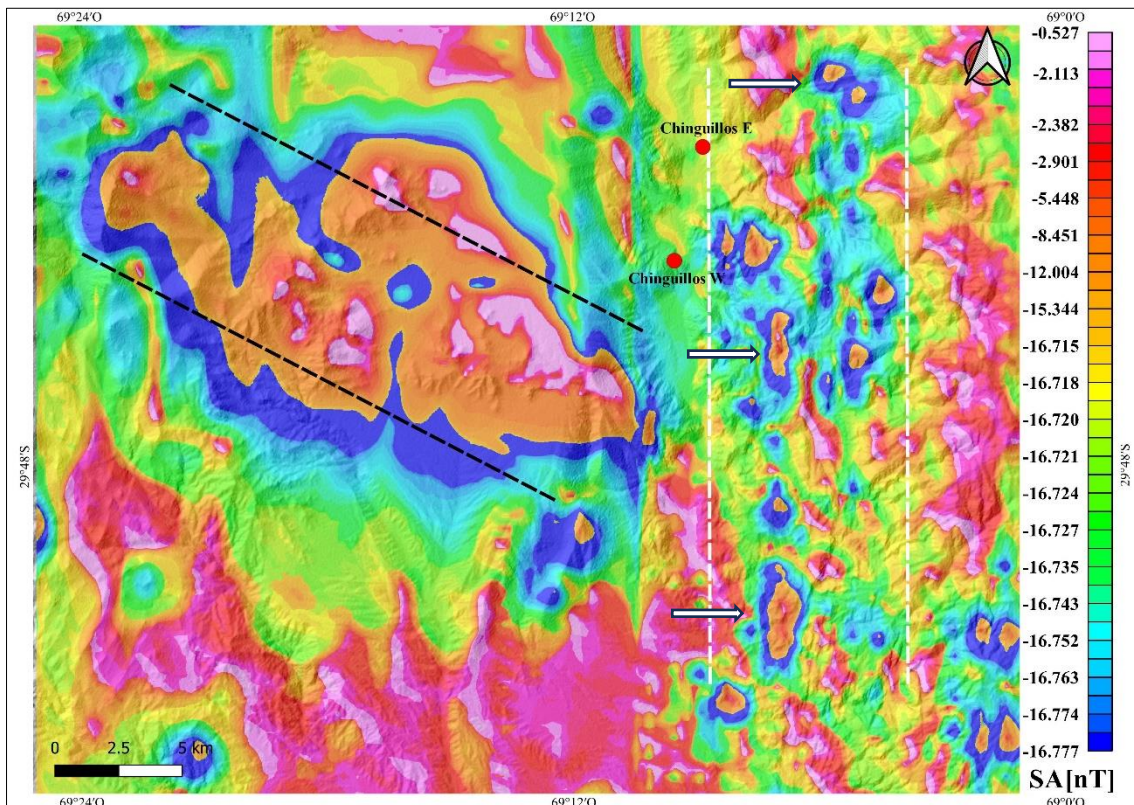


Figura 5.2. 1. Mapa regional de señal analítica (1:150000). Las líneas negras delimitada la microgranodiorita Los Médanos de edad miocena. Los cuerpos redondeados a elongados, con tendencia norte-sur, están delimitados por líneas blancas y señalados con flechas del mismo

color. Se incluye la ubicación de Chinguillos Este y Oeste, señalada con un círculo rojo en el mapa, como referencia geográfica para facilitar la interpretación de la escala.

En el sector oriental, se destaca una serie de cuerpos subredondeados a elongados que siguen un rumbo norte-sur (Figura 5.2.1). Estos cuerpos, limitados por las líneas de puntos blancos, forman anomalías magnéticas positivas comparables a la microgranodiorita Los Médanos y, además, presentan una correlación espacial con los sectores con alteración hidrotermal. La Figura 5.2.2 corresponde al mapa de alteración hidrotermal obtenido a partir de la composición RGB de los cocientes 4/5, 4/6, 4/8 (Ninomiya, 2004). Con la misma orientación que los cuerpos redondeados a subredondeados identificados con la señal analítica, los sectores alterados hidrotermalmente siguen una tendencia norte-sur y quedan delimitados por las líneas blancas.

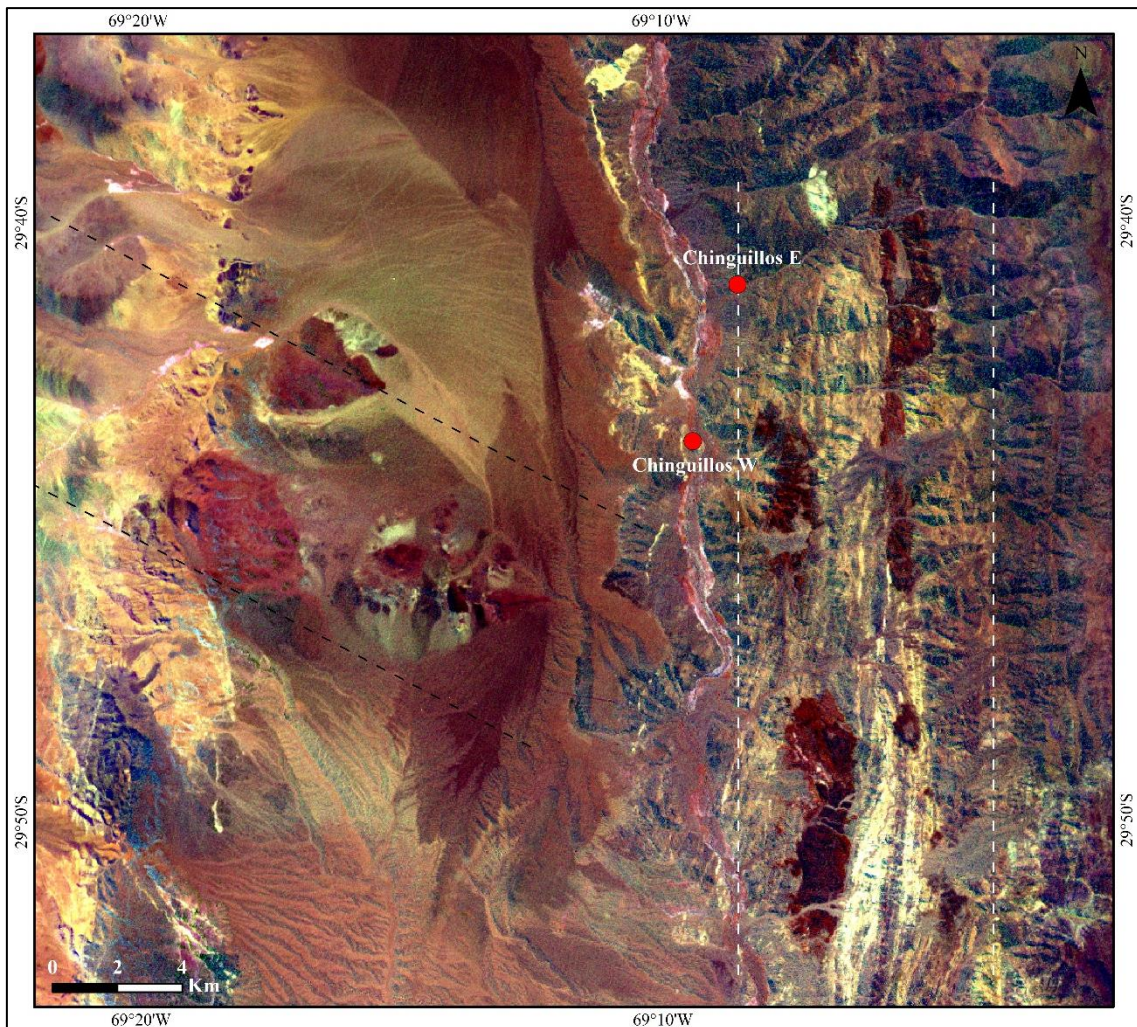


Figura 5.2. 2. Mapa de alteración hidrotermal (1:150000), composición RGB de los cocientes 4/5, 4/6, 4/8 (Ninomiya, 2004). El sector con mayor alteración, limitado por líneas blancas se

corresponde con los sectores de mayor contraste magnético. Las líneas punteadas negras indican la orientación y los límites generales de la microgranodiorita Los Médanos. Se incluye la ubicación de Chinguillos Este y Oeste, señalada con un círculo rojo en el mapa, como referencia geográfica para facilitar la interpretación de la escala.

Al realizar una superposición entre el mapa de señal analítica y el mapa de alteración hidrotermal en QGIS (Figura 5.2.3), se observa una estrecha relación entre las áreas de mayor contraste magnético y las zonas de alteración hidrotermal intensa. La coincidencia entre ambas capas de información respalda la utilidad de integrar datos geofísicos y mineralógicos para delimitar áreas de interés en la exploración geológica.

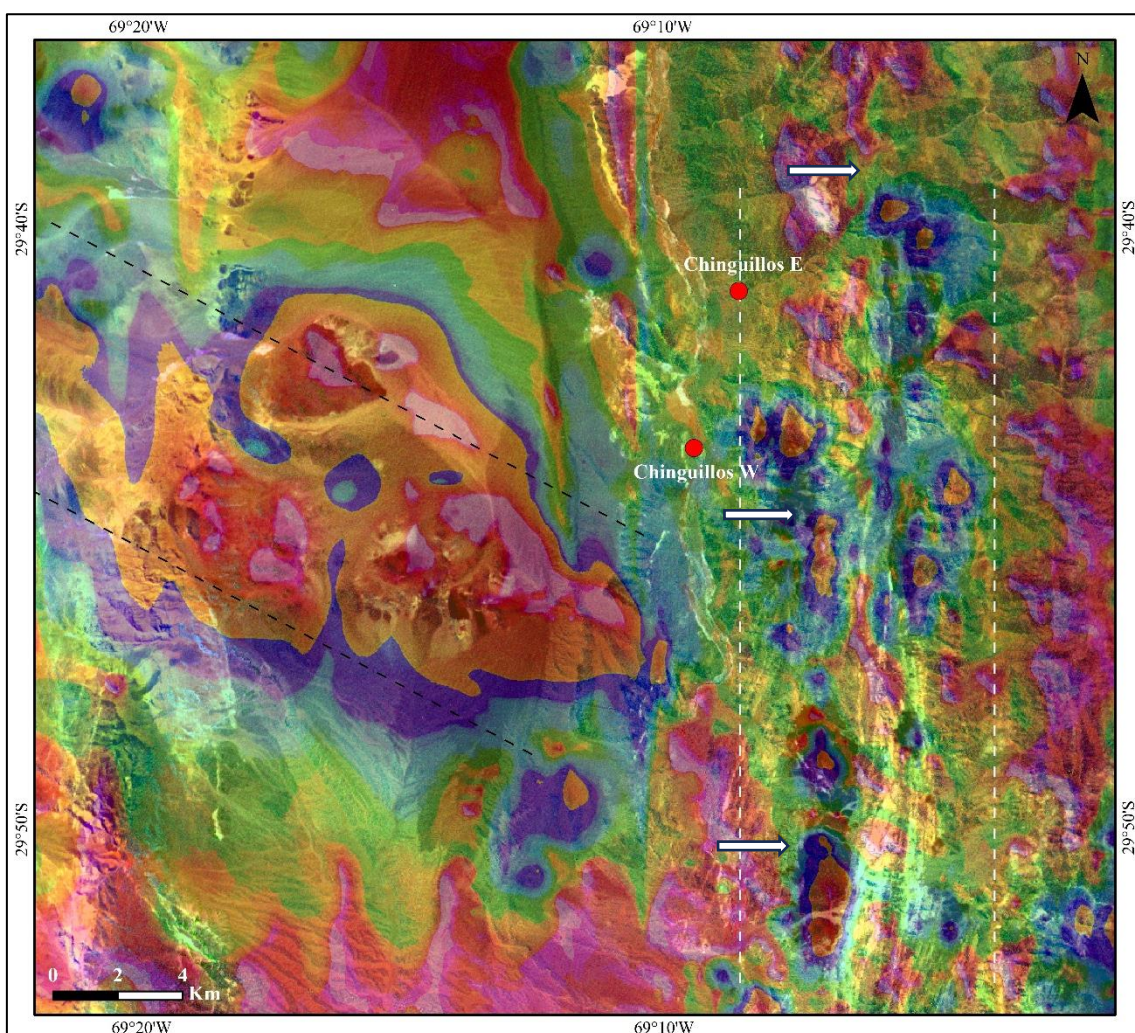


Figura 5.2. 3. Superposición del mapa obtenido de aplicar el método de la señal analítica con el mapa de alteración hidrotermal propuesto por Ninoyima (2004). Las zonas de mayor correlación quedan delimitadas por líneas punteadas y señaladas con las flechas blancas. Se incluye la ubicación de Chinguillos Este y Oeste, señalada con un círculo rojo en el mapa, como referencia geográfica para facilitar la interpretación de la escala.

### 5.2.3 Síntesis interpretativa

La aplicación de la técnica de la señal analítica a la grilla de anomalías aeromagnetométricas permitió identificar cuerpos subredondeados a elongados, distribuidos siguiendo un rumbo norte-sur a lo largo de más de 20 km en el sector oriental de la zona de estudio (Figura 5.2.1). Estos cuerpos están estrechamente vinculados con zonas de alteración hidrotermal identificadas tanto en los afloramientos como a través del procesamiento de imágenes satelitales. Entre los hallazgos más destacados, se logró localizar y delimitar con precisión un cuerpo subelongado con orientación NO-SE, correspondiente a la microgranodiorita Los Médanos, de edad miocena. Este cuerpo presenta mineralizaciones de interés económico y una zona de alteración hidrotermal claramente visible en el mapa de alteración generado mediante la composición RGB de los cocientes 4/5, 4/6 y 4/8.

La respuesta magnética de la microgranodiorita Los Médanos, conocida por su vinculación genética con mineralizaciones auríferas, muestra una notable similitud con la respuesta magnética de los cuerpos menores distribuidos con rumbo N-S ubicados al este. Esta correspondencia sugiere que estos pequeños cuerpos intrusivos, aunque de edad desconocida, podrían estar asociados con un sistema intrusivo de mayor distribución en la Precordillera Occidental. Esta similitud en la respuesta magnética con la microgranodiorita Los Médanos refuerza la hipótesis de que los cuerpos plutónicos de rumbo N-S podrían haber sido una fuente clave para los fluidos mineralizadores de las vetas polimetálicas distalmente asociadas a intrusivos en Chinguillos Oeste.

## 5.3 Bibliografía

- ABUENAGA, H.S.O., ABOUD, E., HARBI, H.M. 2020. Delineating flood hazards using the interpreted structural setting and GIS in Attaif, western Saudi Arabia. *Arabian Journal of Geosciences*, 13: 230.
- BURGOS, V.H. y SALCEDO A.P. 2014. Modelos digitales de elevación: tendencias, correcciones hidrológicas y nuevas fuentes de información. *2.º Encuentro de Investigadores en Formación en Recursos Hídricos*, Ezeiza, Buenos Aires, Argentina.
- CARDÓ, R., DÍAZ, I.N., CATNICH, J., LITVAK, V.D., MARQUETTI, C., GARCÍA MESTRE, A. 2009. *Carta Minero-Metalogenética 2969-III Malimán. Provincia*

de San Juan y La Rioja. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 355, 108 p., Buenos Aires.

CROSTA, A.P., DE SOUZA FILHO, C.R., AZEVEDO, F. y BRODIE, C. 2003. Targeting key alteration minerals in epithermal deposits in Patagonia, Argentina, using ASTER imagery and principal component analysis. *Int. J. Remote Sensing*, 24: 4233–4240.

CROSTA, A.P. y MOORE, J.M. 1989. Enhancement of Landsat Thematic Mapper Imagery for Residual Soil Mapping in SW Minas Gerais State, Brazil: A Prospecting Case History in Greenstone Belt Terrain. *Proceedings of the 7th Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology*, Calgary, 2–6 October 1989, 1173–1187.

CROWLEY, J.K., BRICKEY, D.W., ROWAN, L.C. 1989. Airborne Imaging Spectrometer Data of the Ruby Mountains. Montana: Mineral Discrimination Using Relative Absorption-Band-Depth Images. *Remote Sensing of Environment*, 29: 121–134.

DI TOMMASO, I. y RUBINSTEIN N. 2007. Hydrothermal alteration mapping using ASTER data in the Infiernillo porphyry deposit, Argentina. *Ore Geology Reviews*, 32: 275–290.

DRURY, S.A. 1987. *Image Interpretation in Geology*. Allen and Unwin, London, 243 p.

FELICÍSIMO, A. M. 1994. *Modelos digitales del terreno: principios y aplicaciones en las ciencias ambientales*. Pentalfa Ediciones. Oviedo. pp. 222.

GAD, S. y KUSKY, T. 2006. Lithological mapping in the Eastern Desert of Egypt, the Barramiya area, using Landsat Thematic Mapper (TM). *Journal of African Earth Sciences*, 44: 196–202.

GARZÓN, S. 2021. Análisis comparativo de la precisión de técnicas de clasificación de coberturas supervisadas y no supervisadas empleando una imagen Landsat OLI 8 de la ciudad de Bogotá. *ResearchGate*. Universidad Distrital Francisco José de Caldas, Bogotá, Colombia.

- HALDAR, S.K. 2018. Mineral Exploration: Principles and Applications (2nd Edition). *Elsevier*, Amsterdam, p. 378.
- HUBBARD, B.E., CROWLEY J.K. 2005. Mineral mapping on the Chilean–Bolivian Altiplano using co-orbital ALI, ASTER and Hyperion imagery: Data dimensionality issues and solutions. *Remote Sensing of Environment*, 99: 173–186.
- KAUFMANN, H. 1988. Mineral Exploration along the Aqaba-Levant Structure by Use of TM-Data. *International Journal of Remote Sensing*, 9: 1639–1658.
- LILLESAND, T.M. y KIEFER R.W. 1994. *Remote Sensing and Image Interpretation*. Capítulo 7. John Wiley and Sons, Inc., New York, N.Y., 750 p.
- LLAMBÍAS, E.J. y SATO, A.M. 1990. El batolito de Colangüil (29–31° S), Cordillera Frontal de Argentina: estructura y marco tectónico. *Revista Geológica de Chile*, 17: 99–108.
- LOUGHLIN, W.P. 1991. Principal component analysis for alteration mapping. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 57: 1163–1169.
- MARS J.C. y ROWAN L.C. 2006. Regional mapping of phyllic- and argillic-altered rocks in the Zagros magmatic arc, Iran, using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data and logical operator algorithms. *Geosphere*, 2: 161–186.
- MOHAMED, A. y AL DEEP., M. 2021. Depth to the bottom of the magnetic layer, crustal thickness, and heat flow in Africa: Inferences from gravity and magnetic data. *Journal of African Earth Sciences*, 179: Article 104204.
- MOHAMED, A., ABDELRAKY, M., ALSHEHRI, F., MOHAMMED, M.A., ABDELRAKY, A. 2022. Detection of Mineralization Zones Using Aeromagnetic Data. *Applied Sciences*, 12: 9078.
- NABIGHIAN, M. N. 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37: 507–517.

- NABIGHIAN, M. N. 1974. Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. *Geophysics*, 39: 85–92.
- NINOMIYA, Y. y FU, B. 2001. Spectral indices for lithologic mapping with ASTER Thermal Infrared Data applying to a part of Beishan Mountains, Gansu, China. *Institute of Geoscience and Remote Sensing Symposium IGARSS*, Sydney, Australia.
- NINOMIYA, Y. 2002. Mapping quartz, carbonate minerals and mafic-ultramafic rocks using remotely sensed multispectral thermal infrared ASTER data. *International Society for Optical Engineering SPIE*, 4710: 191–202.
- NINOMIYA, Y. 2004. Lithologic mapping with multispectral ASTER TIR and SWIR data. *Sensors, Systems and Next-Generation*, 234: 180–190.
- NV5 GEOSPATIAL. *ENVI Image Analysis Software*. Disponible en: <https://www.harrisgeospatial.com/Products/ENVI-IDL>.
- ORIGEL-GUTIÉRREZ, G. y SÁNCHEZ CÁRDENAS, G. 2010. *Guía metodológica para la detección de áreas de alteración minera con imágenes ASTER*. XIV Symposium of the Latin American Society of Remote Sensing (SELPER International), 1–10.
- QGIS DEVELOPMENT TEAM. *QGIS Geographic Information System*. Open-Source Geospatial Foundation Project. Disponible en: <https://qgis.org>.
- RAHARIMAHEFA, T. y KUSKY, T. 2009. Structural and remote sensing analysis of the Betsimisaraka Suture in northeastern Madagascar. *Gondwana Research*, 15: 14–27.
- RAKOTONDRAMANO, H., RAZAFINDRAKOTO, B., RANDRIAMIARANTSOA, T. 2021. Estimation of gold mineralization using remote sensing techniques based on index calculation: Case of Betsiriry region, western Madagascar. *Journal of Geology and Mining Research*, 13(3): 42–56.

- ROEST, W. R., VERHOEF, J., PILKINGTON, M. 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*, 57: 116–125.
- ROEST, W.R. y PILKINGTON, M. 1993. Identifying remanent magnetization effects in magnetic data. *Geophysics*, 58: 653–659.
- ROWAN, L., HOOK, S., ABRAMS, M., MARS, J. 2003. Mapping Hydrothermally Altered Rocks at Cuprite, Nevada, Using the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER), a New Satellite-Imaging System. *Economic Geology*, 98: 1019–1027.
- ROWAN, L.C., MARS, J. C. y SIMPSON, C.J. 2005. Lithologic mapping of the Mordor, NT, Australia ultramafic complex by using the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER). *Remote Sensing of Environment*, 99: 105–126.
- ROWAN, L.C, SCHMIDT ROBERT G., MARS JOHN C. 2006. Distribution of hydrothermally altered rocks in the Reko Diq, Pakistan mineralized area based on spectral analysis of ASTER data. *Remote Sensing of Environment*, 104: 74–87.
- SABINS, F.F. 1987. *Remote Sensing: Principles and Interpretation*, 2<sup>a</sup> ed., W.H. Freeman & Co., New York, Oxford, 449 p.
- SABINS, F.F. 1999. Remote sensing for mineral exploration. *Ore Geology Reviews*, 14: 157–183.
- SALEH, A., ABDELMONEIM M., ABDELRAKY, M., AL DEEP, M. 2018. Subsurface structural features of the basement complex and mineralization zone investigation in the Barramiya area, Eastern Desert of Egypt, using magnetic and gravity data analysis. *Arabian Journal of Geosciences*, 11(21): 1–14.
- SALEM, A. y SMITH, R. 2005. Depth and structural index from normalized local wavenumber of 2D magnetic anomalies. *Geophysical Prospecting*, 53: 83-89.
- SULTAN, M., ARVIDSON, R. y STURCHIO, N. 1986. Mapping of serpentinites in the Eastern Desert of Egypt using Landsat Thematic Mapper data. *Geology*, 14: 995–999.

SULTAN, M., ARVIDSON, R., STURCHIO, N., GUINNESS, E., LITHOLO, E. 1987.  
Lithologic mapping in arid regions with Landsat Thematic Mapper data: Meatiq  
Dome, Egypt. *Geological Society of America Bulletin*, 99: 748.



# **CAPÍTULO 6: MINERALIZACIÓN Y ALTERACIÓN**

## **CAPÍTULO 6: MINERALIZACIÓN Y ALTERACIÓN**

### **6.1 Introducción**

En este capítulo se presenta un análisis integral de la mineralización de los sectores Chinguillos Este y Chinguillos Oeste. El estudio incluyó investigaciones petro-mineralógicas tanto de menas como de gangas, junto con análisis de química mineral y geoquímica de elementos metálicos.

Los análisis petro-mineralógicos se llevaron a cabo mediante microscopía óptica y espectroscopía Raman, lo que permitió identificar y caracterizar la mineralogía en detalle. Para determinar la química mineral, se empleó microscopio electrónico de barrido con equipo de espectroscopía de energía dispersiva acoplada (SEM-EDS, *Scanning Electron Microscopy-Energy Dispersive Spectroscopy*). La geoquímica de los metales fue analizada mediante espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS, *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*), lo que permitió establecer las paragénesis de mena hipogénica y supergénica en ambos sectores. Por último, los minerales de alteración hidrotermal fueron analizados mediante un espectrómetro portátil TerraSpec® Halo, lo que complementó la caracterización de las zonas mineralizadas.

### **6.2 Metodología**

#### **6.2.1. Microscopía óptica**

El estudio con microscopio de reflexión/refracción de 9 muestras, permitió establecer las paragénesis de mena hipogénica, supergénica y los minerales de ganga acompañantes. La preparación de las muestras se llevó a cabo en el Laboratorio de Petrotomía de la Universidad Nacional del San Juan y en el Laboratorio de Preparación de muestras del Instituto Helmholtz de la Universidad de Freiberg, Alemania. Se prepararon secciones delgadas pulidas de aproximadamente 30  $\mu\text{m}$  de grosor montadas en portaobjetos. Las mismas se pulieron cuidadosamente para obtener una superficie lisa y adecuada para la observación de minerales en luz transmitida y polarizada. Además, se realizaron bloques pulidos para análisis calcográfico, con el fin de identificar los sulfuros y óxidos. En este caso, las muestras se montaron en resina epoxi y fueron pulidas usando pastas de diamante. Ambos tipos de muestras fueron observadas en un microscopio petrocalcográfico Leica DM 2700 (Figura 6.2.1 a) del Gabinete de Petrología y Mineralogía (INGEO) de la Universidad Nacional de San Juan.

### **6.2.2 Espectroscopía Raman (ER)**

Con el objetivo de identificar el mineral primario de antimonio (estibina), los óxidos e hidróxidos (ocres de Sb) asociados y los minerales de ganga presentes, se realizaron mediciones de espectroscopía Raman. Las mismas se llevaron a cabo en el Instituto de Química, Física de los Materiales, Medio Ambiente y Energía – INQUIMAE (UBA-CONICET). Se midieron espectros puntuales sobre dos muestras diferentes teniendo en cuenta variaciones texturales y de color. Los espectros se recolectaron en geometría de retrodispersión con un microespectrómetro Raman LabRam HR Evolution (Figura 6.2.1 b) configurado con una resolución de  $0,4 \text{ cm}^{-1}$  y equipado con un láser Nd-Yag (532 nm). La potencia del haz y los tiempos de adquisición se optimizaron para cada muestra, no sólo para obtener espectros suficientemente significativos sino también para evitar la alteración de la muestra. Los espectros se registraron utilizando un objetivo de microscopio de 50X (resolución espacial de  $1 \mu\text{m}$ ), un tiempo de exposición de 10 a 30 segundos y tres acumulaciones. Para la identificación mineral se utilizó la colección más completa y mejor conocida de espectros Raman de libre acceso (en muchos ejemplos combinados con difractogramas de rayos X y espectros infrarrojos) se encuentra en el sitio web del proyecto RRUFF (<http://rruff.info>) (Lafuente *et al.*, 2015; Schmid y Dariz, 2020).

### **6.2.3. SEM-EDS**

Se realizaron análisis con un microscopio electrónico de barrido (SEM) FEI Quanta 650-FEG-MLA (Figura 6.2.1 c) equipado con un espectrómetro de energía dispersiva Dual X-Flash de Bruker para análisis químicos en el Instituto de Mineralogía de la Universidad de Freiberg, Alemania. El haz de electrones tuvo un voltaje de aceleración de 25 kV y un tamaño de 10 nA. La identificación de minerales se llevó a cabo mediante la recopilación de numerosos espectros EDS, cuyos resultados son de carácter semicuantitativo, proporcionando una estimación aproximada de la composición química elemental.

### **6.2.4. Análisis químico de roca total**

Para el análisis químico de metales presentes, se enviaron un total de 12 muestras de roca al laboratorio ALS en Mendoza. La preparación de las muestras en el laboratorio siguió un procedimiento riguroso que incluyó una combinación de trituradora y divisora rotativa. Este proceso consistió en triturar el material hasta que el 70 % de la muestra alcanzara un tamaño menor a 2 mm, dividir rotativamente 1 kg y pulverizar esta porción

hasta que más del 85 % pasara a través de una malla de 75 micras. Posteriormente, las muestras preparadas fueron analizadas mediante digestión con agua regia y análisis por ICP-MS utilizando el paquete ME-MS41 (ALS). Este método emplea 0,5 g de muestra, y reporta análisis multielementales con límites de detección variables según el elemento (por ejemplo: Ag 0,01–100 ppm; As 0,1–10000 ppm; Sb 0,02–10000 ppm; Au 0,02–25 g/t; Pb 0,5–10000 ppm; Zn 2–10000 ppm, entre otros). Los resultados incluyen la determinación de más de 40 elementos mayoritarios, traza y ultratrazas mediante ICP-MS.

### **6.2.5. Espectrometría con equipo portátil (TerraSpec Halo)**

La espectrometría VNIR (*Visible and Near Infrared*) y SWIR (*Shortwave Infrared*) aplicada mediante equipos portátiles ha revolucionado la forma en que se realizan las actividades de exploración y evaluación en diversos campos, incluida la minería. Estos instrumentos permiten adquirir espectros directamente en el campo o sobre testigos de perforación, proporcionando información mineralógica rápida, precisa y no destructiva, lo que mejora significativamente la caracterización de alteraciones hidrotermales y los vectores hacia la mineralización (Clark, 1999; Thompson *et al.*, 1999; Cudahy, 2016; Zhou *et al.*, 2022; Trott *et al.*, 2022). La espectrometría VNIR y SWIR se basa en las interacciones de la radiación electromagnética con la materia en diferentes rangos del espectro. Al iluminar una muestra con luz en estos rangos espectrales y analizar la luz reflejada, transmitida o absorbida, es posible obtener información sobre la composición química y mineralógica de las muestras (Hunt, 1977; Clark *et al.*, 1990; Clark, 1999). Los espectrómetros portátiles, como el TerraSpec® Halo, son capaces de recopilar datos espectrales de alta resolución en el campo, permitiendo la identificación y caracterización de minerales presentes en las muestras analizadas (Thompson *et al.*, 1999; Hauff, 2010; Trott *et al.*, 2022).

Con el objetivo de identificar rápidamente minerales de alteración hidrotermal vinculados espacialmente a los depósitos minerales, se realizaron mediciones sistemáticas tanto en las rocas hospedantes como en las vetas mineralizadas, en ambos sectores del distrito (Chinguillos Este y Chinguillos Oeste), mediante el uso de un espectrómetro portátil. El instrumento utilizado en este trabajo fue el ASD TerraSpec® Halo (Figura 6.2.1 d), un espectrómetro portátil que puede registrar espectros dentro del rango NIR y SWIR de 350-2500 nm y tiene una biblioteca incorporada de espectros minerales que permiten la identificación automática de cada lectura. Este equipo posee un GPS incorporado que puede geolocalizar los datos capturados *in situ*. Los espectros capturados

de cada medición, se importaron en el *software* TSG (*The Spectral Geologist*) para un análisis adicional.

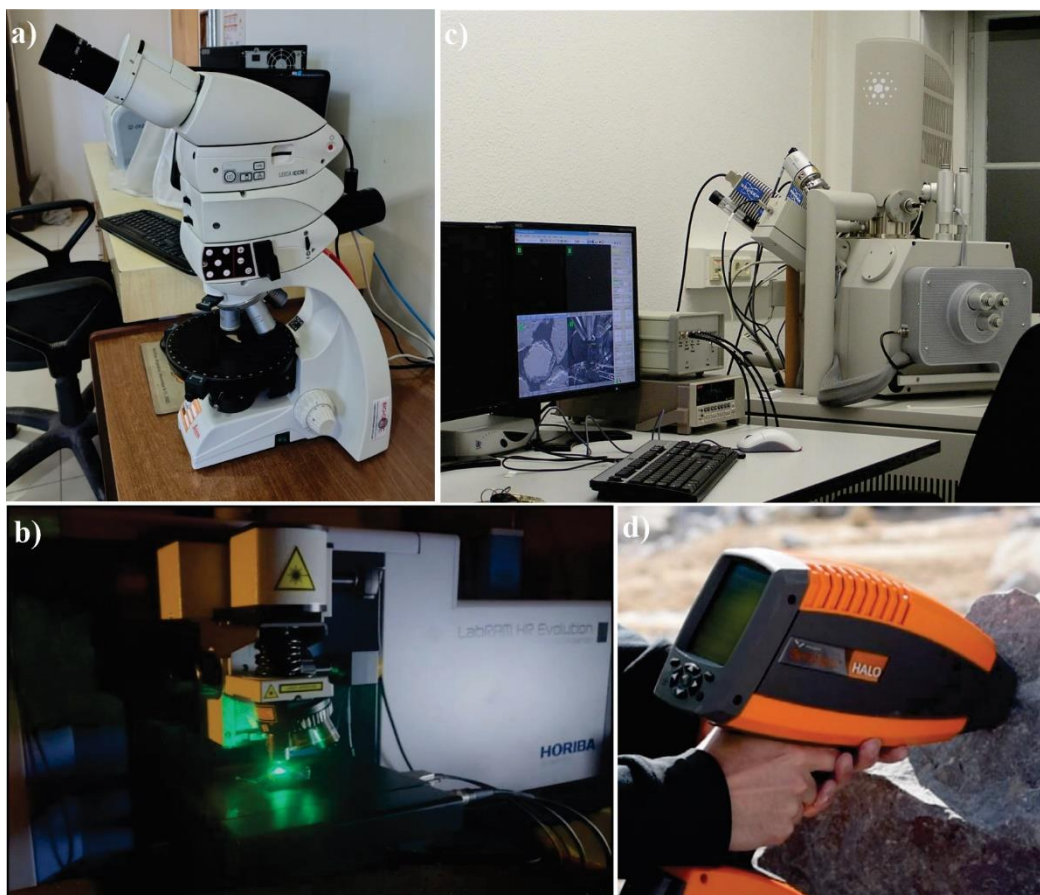


Figura 6.2. 1. Equipos utilizados en el análisis integral de la mineralización y de la alteración hidrotermal. a) Microscopio petrocalcográfico Leica DM 2700. b) Microespectrómetro Raman LabRam HR Evolution. c) Microscopio electrónico de barrido (SEM) FEI Quanta 650-FEG-MLA. d) Espectrómetro portátil ASD TerraSpec® Halo.

## 6.3 Mineralogía de mena de Chinguillos Este y Oeste

### 6.3.1 Análisis petro-mineralógico

#### 6.3.1.1 Chinguillos Este

En el área de Chinguillos Este, se han identificado al menos dos sistemas de vetas que presentan diferencias claras en la asociación mineralógica. Estas vetas se orientan principalmente hacia dos direcciones: NE-SO y E-O (véase Capítulo 8).

En términos generales, mediante microscopía óptica en las muestras de las vetas de Chinguillos Este, se identificó estibina ( $Sb_2S_3$ ) como el principal mineral hipogénico de mena. Este mineral se presenta en cristales prismáticos elongados o aciculares con baja

dureza y exfoliación perfecta, en ocasiones deformados (Figura 6.3.1 a y b). La deformación de la estibina se manifiesta mediante maclas de deformación, observables como lamelas internas paralelas, y el desarrollo de bandas de deslizamiento, lo que indica acomodación intracristalina del mineral bajo esfuerzos tectónicos y pone de manifiesto su marcada anisotropía cristalográfica (Bellot *et al.*, 2024). Bajo luz reflejada, la estibina exhibe alta reflectividad, con tonos gris blanquecinos. Además, presenta una anisotropía marcada, evidenciada por cambios en tonalidades que oscilan entre gris claro y azul grisáceo.

Por otro lado, como minerales supergénicos se reconocieron óxidos de antimonio también llamados “ocres de antimonio” (Figura 6.3.1 d), cuya identificación precisa no fue posible mediante microscopía óptica. En cuanto a la ganga, está compuesta principalmente por cuarzo (Figura 6.3.1 c), el cual constituye la matriz dominante en las vetas estudiadas. Cabe destacar que todas las abreviaturas utilizadas para la identificación de minerales en las imágenes, figuras y diagramas siguen la nomenclatura estandarizada propuesta por Warr (2021).

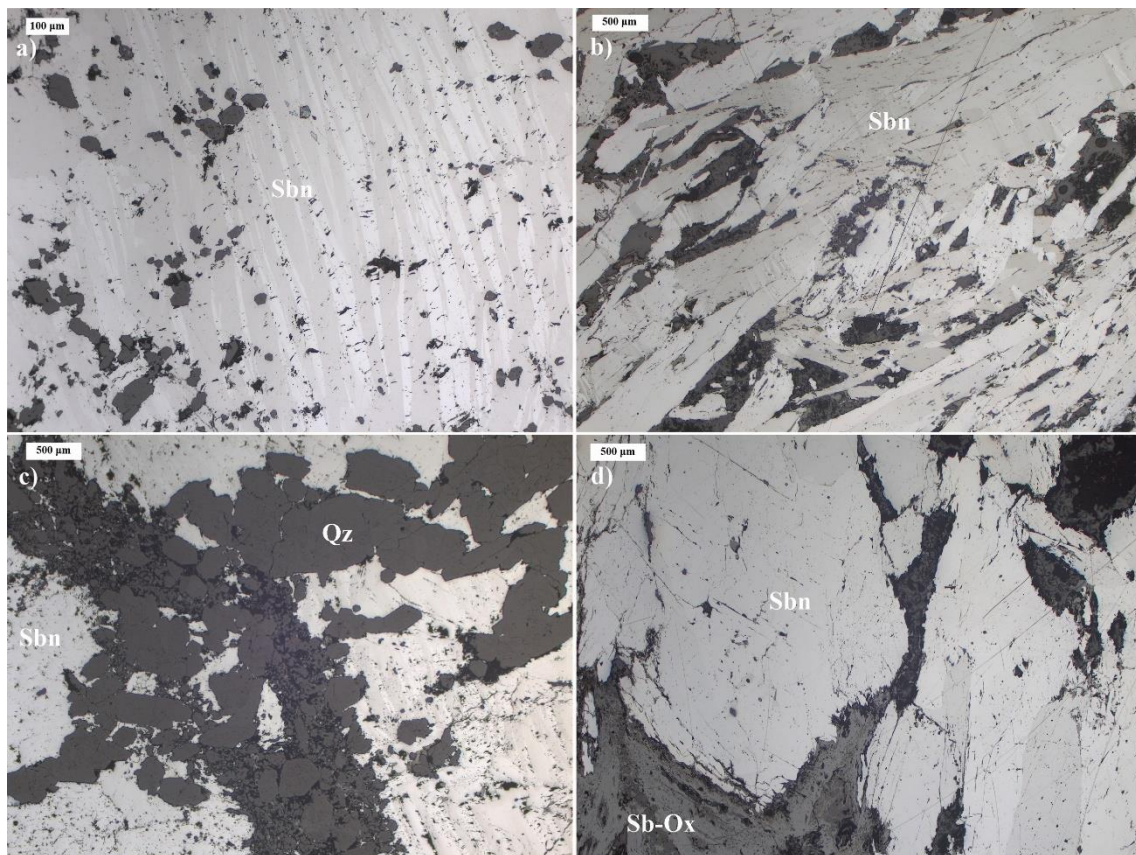


Figura 6.3. 1. Microfotografías tomadas con microscopio óptico bajo luz reflejada (sin polarizador). a) Sbn: Estibina ( $Sb_2S_3$ ), 10X. b) Cristales alargados y deformados de estibina

(dureza 2), mostrando maclas de deformación y bandas de deslizamiento (dureza 2), 2,5X. c) Estibina en ganga de Qz: cuarzo, 2,5X. d) Estibina y Sb-Ox: óxidos de antimonio, 2,5X. Abreviaturas según Warr (2021).

Mediante espectroscopía Raman (M57 y 58) se identificó senarmontita ( $\text{Sb}_2\text{O}_3$ ) y cervantita ( $\text{Sb}_2\text{O}_4$ ), y en menor proporción kermesita ( $\text{Sb}_2\text{S}_2\text{O}$ ). Asimismo, se reconocieron hematita y baritina ( $\text{BaSO}_4$ ) como parte de la ganga (Figura 6.3.2).

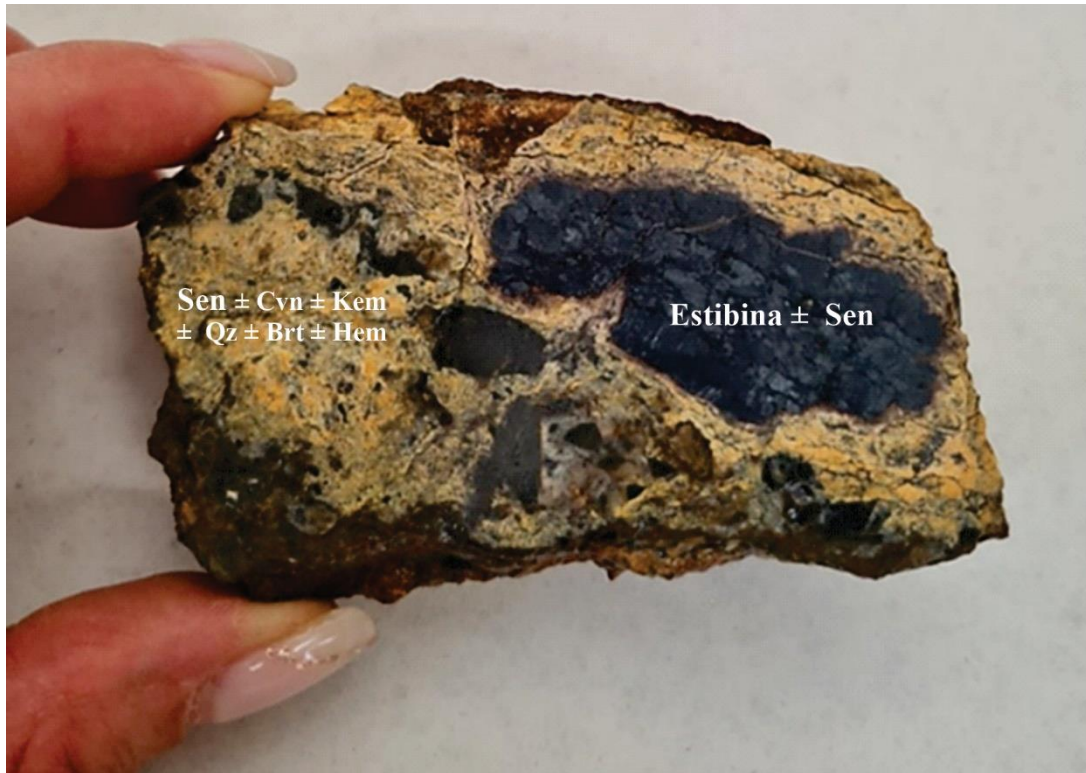


Figura 6.3. 2. Muestra analizada con espectroscopía Raman perteneciente a Chinguillos Este (M57). Estibina (Sbn), Senarmontita (Sen), cervantita (Cvn), kermesita (Kem), cuarzo (Qz), baritina (Brt), hematita (Hem). Abreviaturas según Warr (2021).

Las señales Raman obtenidas a partir de tres mediciones (Figura 6.3.3) indican la presencia de una mezcla de estibina y senarmontita. Los picos más intensos se registran a  $245\text{ cm}^{-1}$  y  $190\text{ cm}^{-1}$ , ambos asociados a estos minerales (Makreski *et al.*, 2013; Lafuente *et al.*, 2015; Khalil *et al.*, 2022), destacando el pico en  $245\text{ cm}^{-1}$  como el más pronunciado en la estibina. Además, la señal en  $145\text{ cm}^{-1}$  es distintiva de la estibina. Por otro lado, los picos en  $115\text{ cm}^{-1}$ ,  $385\text{ cm}^{-1}$ ,  $445\text{ cm}^{-1}$  y  $700\text{ cm}^{-1}$  son característicos de la senarmontita (Figura 6.3.3).

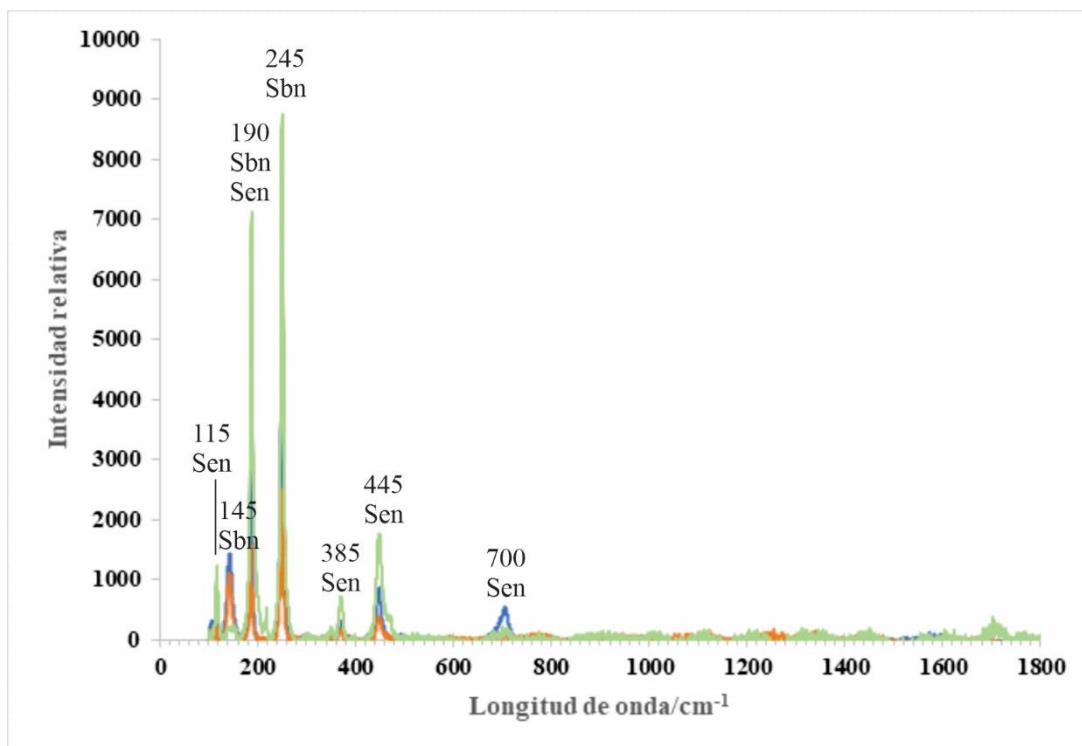


Figura 6.3. 3. Espectros Raman representativos de tres mediciones en la muestra M57.

Por otra parte, la masa de color amarillo anaranjado de la muestra M57 (Figura 6.3.2) produjo un espectro ruidoso, con un pico máximo en  $460\text{ cm}^{-1}$ , que correspondería a cuarzo junto a cervantita. Además, se identificaron picos en  $200\text{ cm}^{-1}$ ,  $400\text{ cm}^{-1}$ ,  $263\text{ cm}^{-1}$  y  $140\text{ cm}^{-1}$  que son característicos de la cervantita ( $\text{Sb}_2\text{O}_4$ ), siendo los dos primeros los de mayor intensidad (Makreski *et al.*, 2013; Lafuente *et al.*, 2015). Por otro lado, los picos en  $115\text{ cm}^{-1}$  y  $385\text{ cm}^{-1}$  sugieren la presencia de senarmonita (Figura 6.3.4).

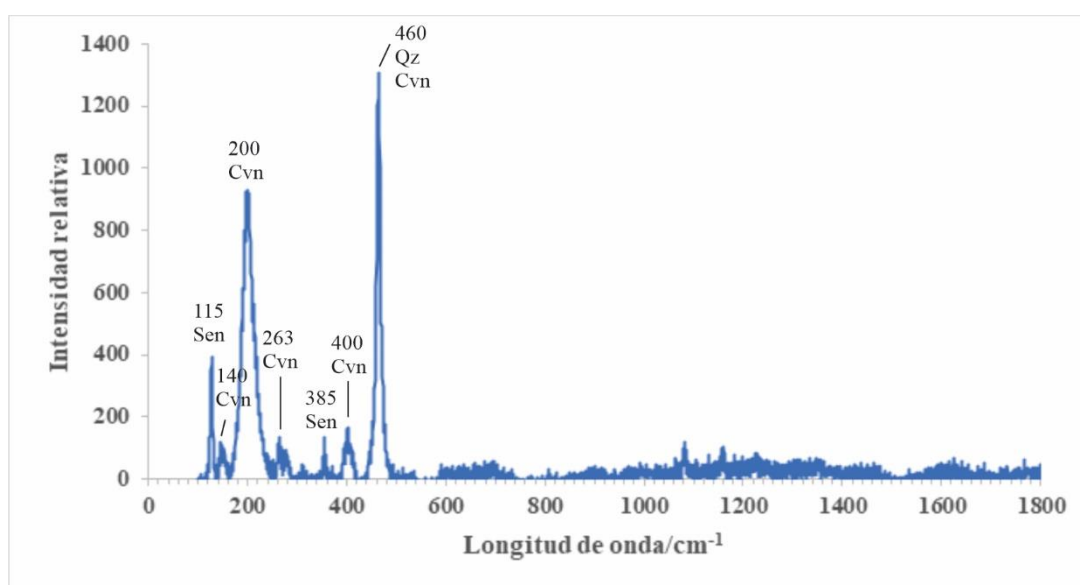


Figura 6.3. 4. Espectro Raman correspondiente a una medición en la muestra M57.

Además, se identificó la presencia de kermesita ( $\text{Sb}_2\text{S}_2\text{O}$ ) (Fig. 6.3.5), un oxisulfuro de antimonio producto de la oxidación de la estibina. Su peculiar composición, que incorpora simultáneamente azufre y oxígeno, lo convierte en un mineral de ocurrencia restringida, aunque común en menas alteradas de estibina. Las vibraciones internas de la kermesita se registran en el rango de  $350\text{-}140\text{ cm}^{-1}$  (Kharbish *et al.*, 2009; Lafuente *et al.*, 2015). Por otra parte, se detectó un pico característico de hematita en  $1320\text{ cm}^{-1}$  y un pico en  $460\text{ cm}^{-1}$ , que se asocia a la presencia de cuarzo en combinación con cervantita (Figura 6.3.5).

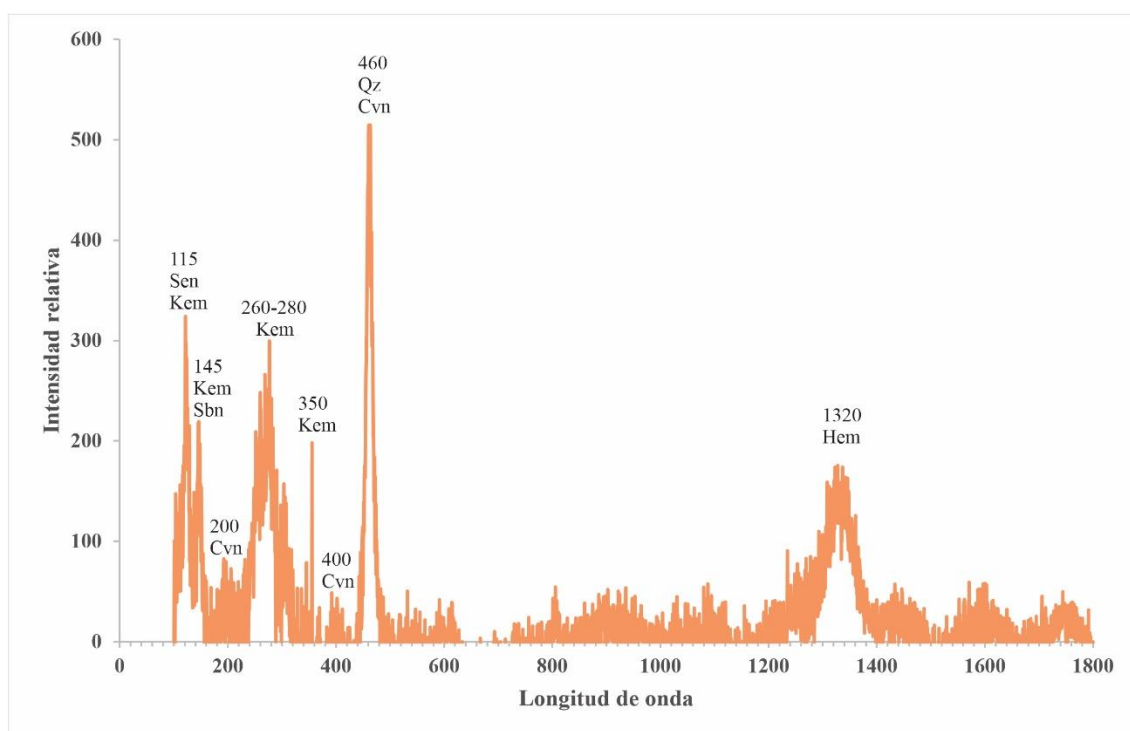


Figura 6.3. 5. Espectro Raman correspondiente a una medición en la muestra M57.

Además de cuarzo y hematita, otro de los minerales identificado en la ganga es baritina (Figura 6.3.6). Este mineral muestra un pico principal en  $1000\text{ cm}^{-1}$  y otros de menor intensidad en  $420\text{ cm}^{-1}$ , en  $620\text{ cm}^{-1}$  y  $660\text{ cm}^{-1}$  y en  $1120\text{ cm}^{-1}$  (Lafuente *et al.*, 2015; Maftai *et al.*, 2020).

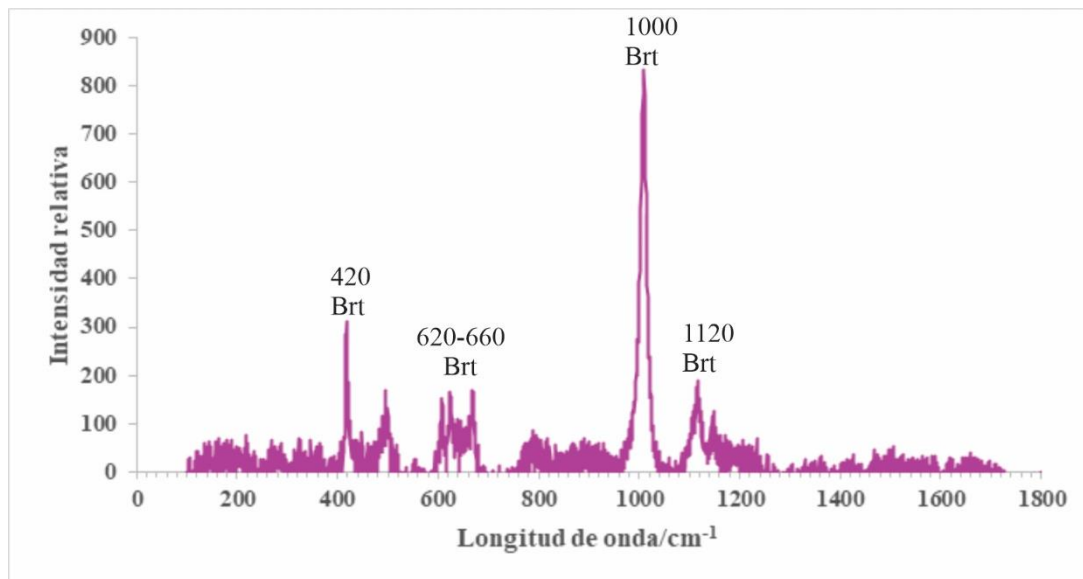


Figura 6.3. 6. Espectro Raman de la muestra M58.

### 6.3.1.2 Chinguillos Oeste

En las muestras procedentes de las vetas de este sector se identificaron, mediante análisis calcográfico, los minerales hipogénicos arsenopirita ( $\text{FeAsS}$ ), pirita ( $\text{FeS}_2$ ) y casiterita ( $\text{SnO}_2$ ), así como covelina ( $\text{CuS}$ ) como mineral supergénico (Figura 6.3.7 a-d). La arsenopirita presenta alta reflectividad con tonos blanco plateados y anisotropía moderada, evidenciada por sutiles variaciones de color que incluyen tonalidades gris-azuladas a gris-amarillentas bajo nicoles cruzados. Se presenta principalmente con formas anhedrales o subhedrales, en cristales diseminados o conformando agregados, y en ocasiones rellenando fracturas (Figura 6.3.7 b). La pirita exhibe alta reflectividad y color amarillo, sin anisotropía. Su hábito predominante incluye cristales cúbicos, fragmentados y agregados compactos (Figura 6.3.7 a). Por su parte, la covelina se distingue por su tono azul profundo con brillo metálico y anisotropía fuerte, caracterizada por cambios de color que varían entre azul intenso, azul violáceo y azul verdoso al rotar la platina. Los cristales de covelina tienen formas anhedrales a subhedrales y se presentan como agregados finos y diseminados, reemplazando parcialmente a otros minerales opacos (Figura 6.3.7 c). Finalmente, la casiterita se caracteriza por su baja reflectancia, pleocroísmo muy débil, elevada dureza y hábito prismático (Figura 6.3.7 d).

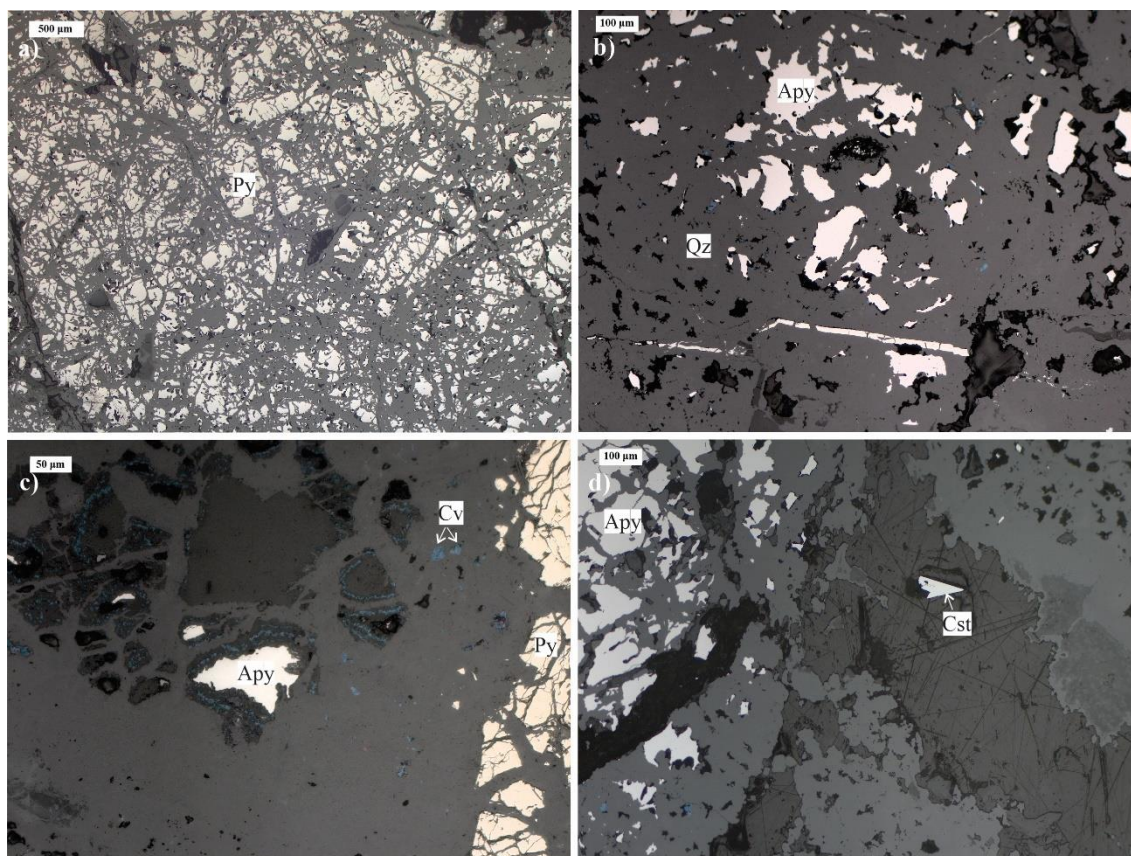


Figura 6.3. 7. Microfotografías tomadas con microscopio óptico bajo luz reflejada (sin polarizador). a) Py: pirita, 2,5X. b) Cristales de arsenopirita (Apy) en ganga de cuarzo, que se presentan principalmente con formas anhedrales a subhedrales, en cristales diseminados o formando agregados, y en ocasiones relleno de fracturas. Los bordes se encuentran corroídos y parcialmente oxidados a escorodita. c) Asociación entre Apy y Py de carácter hipogénico, junto con covelina (Cv) de carácter supergénico. d) Cristal de Cst: casiterita y Apy. Abreviaturas según Warr (2021).

### 6.3.2 Análisis con SEM-EDS

Se realizaron análisis mediante EDS en minerales hipogénicos y supergénicos presentes en ambos depósitos. El objetivo principal de estos análisis fue identificar minerales que no pudieron ser reconocidos mediante microscopía óptica. Los resultados de química mineral obtenidos fueron comparados con la base de datos de *Webmineral.com — Mineralogy Database*, permitiendo una determinación más precisa de las fases minerales presentes (Tablas 6.3.1, 6.3.2, 6.3.3 y 6.3.4).

#### 6.3.2.1 Chinguillos Este

Uno de los dos sistemas de vetas reconocidos en Chinguillos Este corresponde a aquellas con orientación NE-SO, dominadas por sulfuros y óxidos de antimonio en una

ganga de cuarzo. Como mineral hipogénico se identificó estibina. Entre los minerales supergénicos, mediante espectrometría Raman se reconocieron óxidos de antimonio como senarmontita ( $\text{Sb}_2\text{O}_3$ ), kermesita ( $\text{Sb}_2\text{S}_2\text{O}$ ) y cervantita ( $\text{Sb}_2\text{O}_4$ ) (Figura 6.3.8). Por su parte, los análisis de EDS permitieron identificar, asociados a estos óxidos, schafarzikita ( $\text{FeSb}_2\text{O}_4$ ) y valentinita ( $\text{Sb}_2\text{S}_3\text{O}_9$ ) (Figura 6.3.8). En algunas vetas, también mediante EDS, se identificaron asociaciones menos frecuentes que incluyen tripuhyita ( $\text{FeSb}_4$ ) y jarosita ( $\text{Fe}_3\text{K}(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ ), esta última posiblemente originada por la alteración de pirita previamente presente en el sistema. Asimismo, se reconoció rutilo ( $\text{TiO}_2$ ), el cual no está asociado a la mineralización de mena, sino que probablemente se relaciona con una alteración filica (cuarzo-sericita) (Figura 6.3.9).

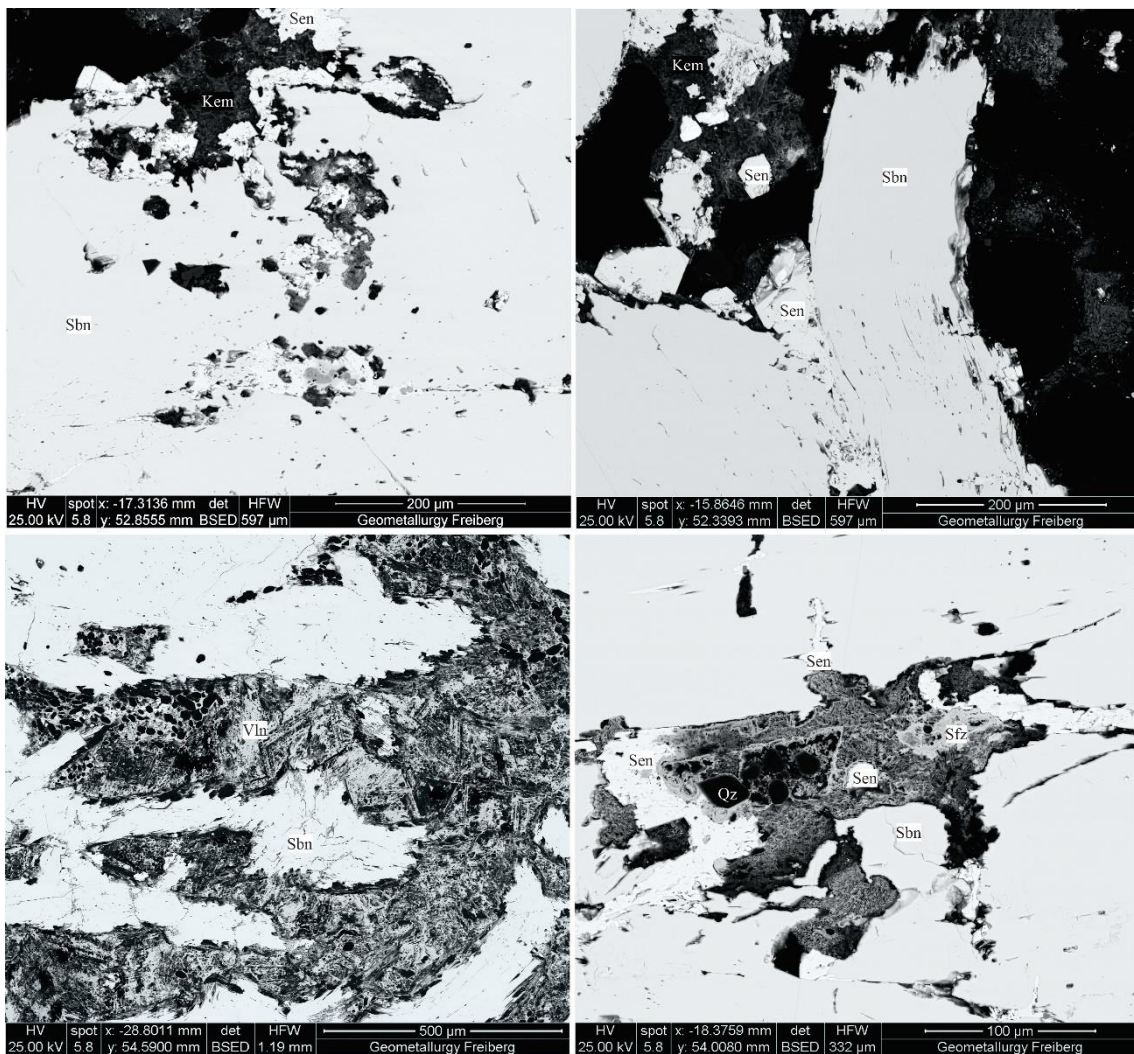


Figura 6.3. 8. Imágenes SEM sobre muestra proveniente de las vetas de antimonio (NE-SO) en Chinguillos Este. Sbn: estibina; Kem: kermesita; Sen: senarmontita; Vln: valentinita; Szf: schafarzikita; Qz: cuarzo. Abreviaturas según Warr (2021).

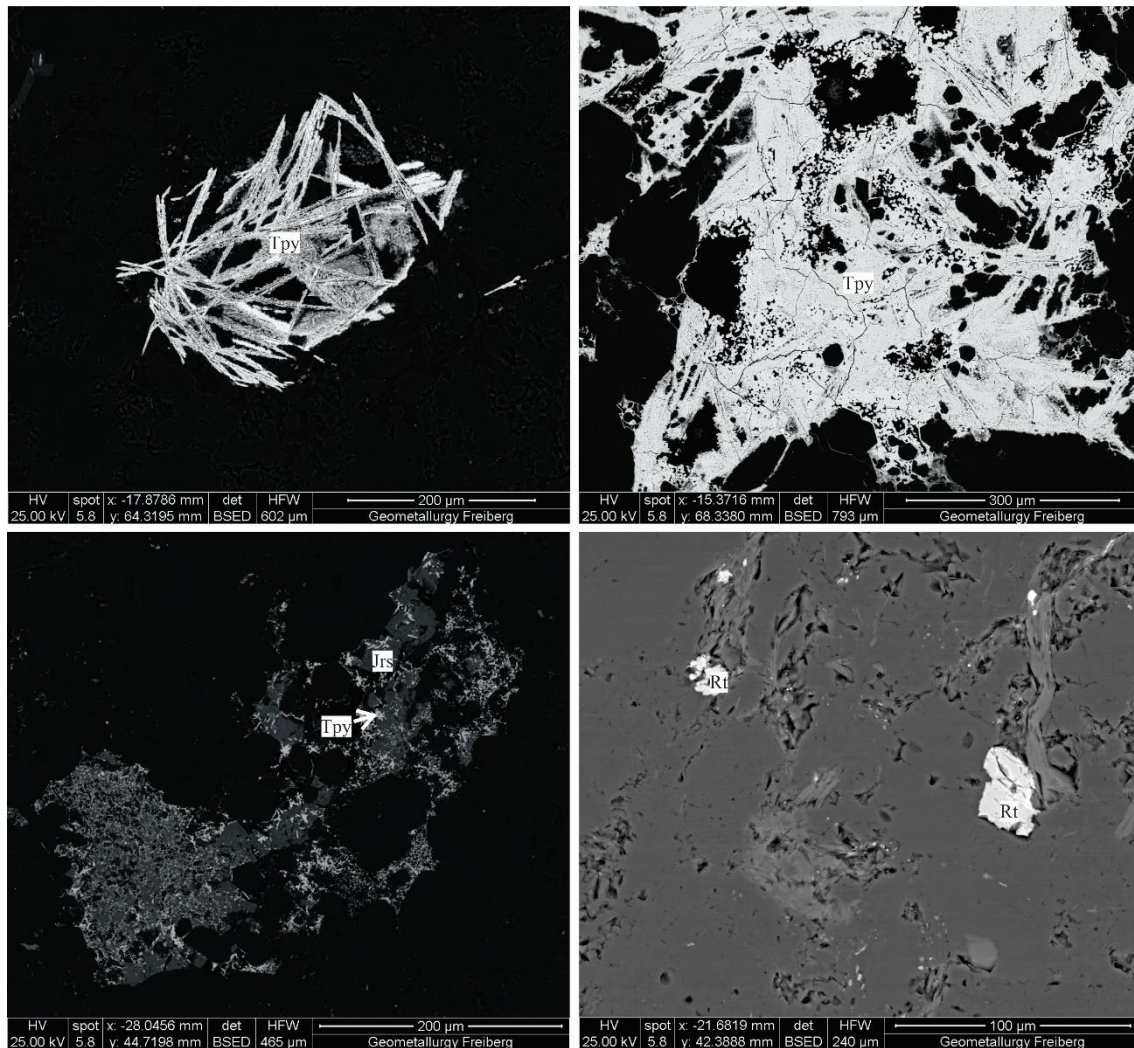


Figura 6.3. 9. Imágenes SEM sobre muestra proveniente de las vetas de antimonio (NE-SO) en Chinguillos Este. Tpy: tripuhyita, de hábito fibroso, Jrs: jarosita y Rt: rutilo. Abreviaturas según Warr (2021).

Por otro lado, las vetas orientadas en dirección ONO-ESE presentan una mineralogía notablemente diferente. Los análisis de EDS permitieron identificar como minerales hipogénicos oro nativo y berthierita ( $\text{FeSb}_2\text{S}_4$ ). La ganga en estas vetas está conformada por cuarzo y baritina. Entre los minerales supergénicos asociados se reconocieron senarmontita, jarosita, natrojarosita ( $\text{NaFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})$ ) y hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), junto con fases ricas en hierro y antimonio que podrían corresponder a tripuhyita o schafarzikita?, (Figuras 6.3.10 y 6.3.11). Estas fases aparecen como reemplazos pseudomórficos de cristales prismáticos, que probablemente fueron estibina o, en menor medida, berthierita. Debido al tamaño de los cristales reemplazados, es más probable que la especie original haya sido estibina, aunque no se puede determinar con certeza.

Es importante destacar que algunos de los análisis EDS realizados sobre cristales ricos en Fe y Sb muestran composiciones coincidentes con la fórmula ideal de la tripuhyita ( $\text{FeSbO}_4$ ), mientras que otros presentan un claro exceso de hierro. Las fórmulas empíricas, normalizadas a cuatro oxígenos, indican proporciones variables de Fe: Sb, con Sb entre 0,3 y 0,9 y Fe entre 2,0 y 2,9. Esta variabilidad sugiere la presencia de fases intermedias entre tripuhyita y hematita, posiblemente como resultado de intercrecimientos o sustitución parcial de  $\text{Sb}^{5+}$  por  $\text{Fe}^{3+}$  en la red cristalina. Esta asociación mineralógica sería coherente con procesos de alteración supergénica bajo condiciones oxidantes, en los cuales minerales primarios portadores de antimonio se transforman progresivamente en óxidos de hierro con retención parcial de Sb.

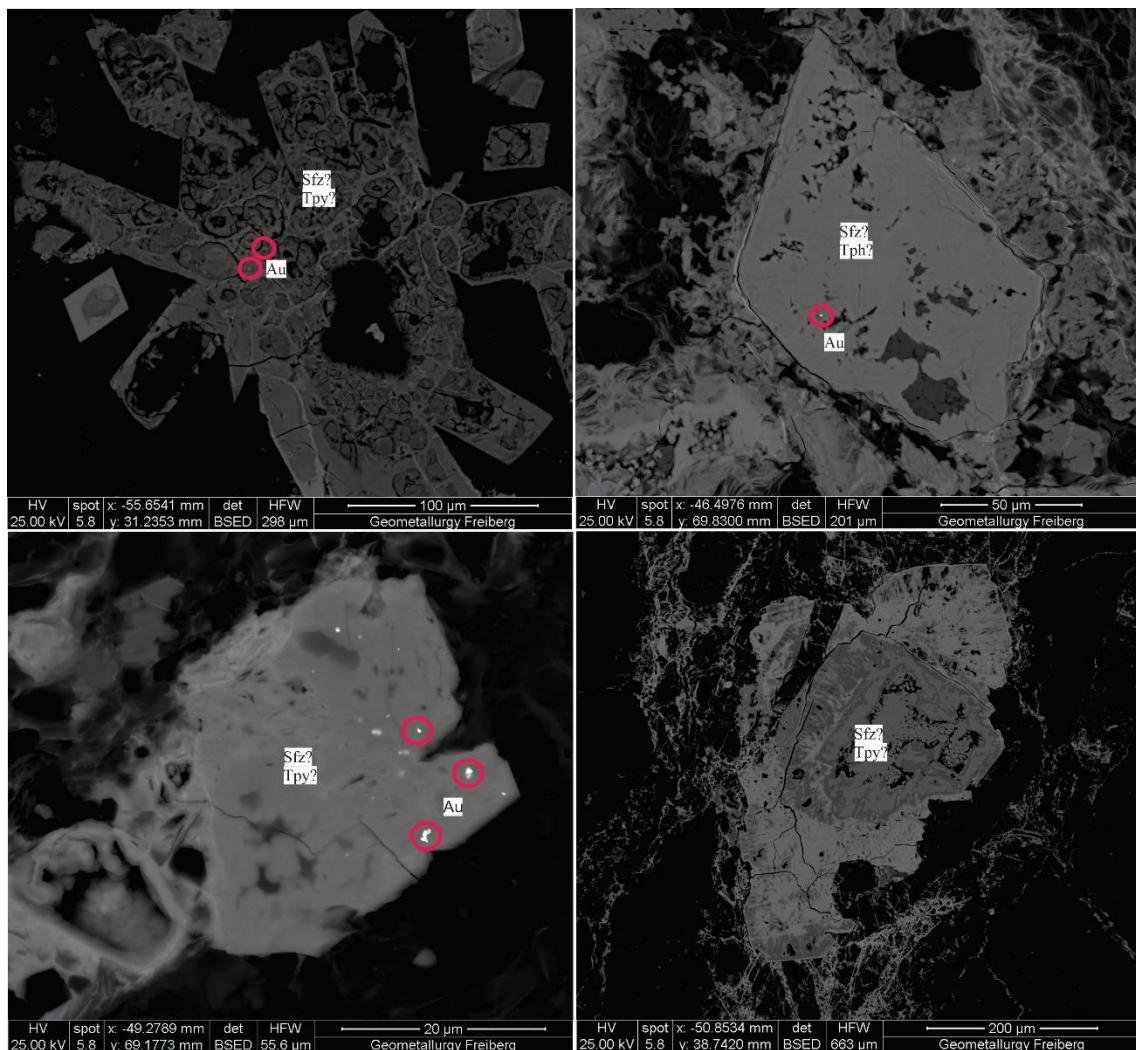


Figura 6.3. 10. Imágenes SEM sobre muestra proveniente de las vetas ONO-ESE en Chinguillos. Los círculos rojos señalan las partículas de oro nativo (Au).

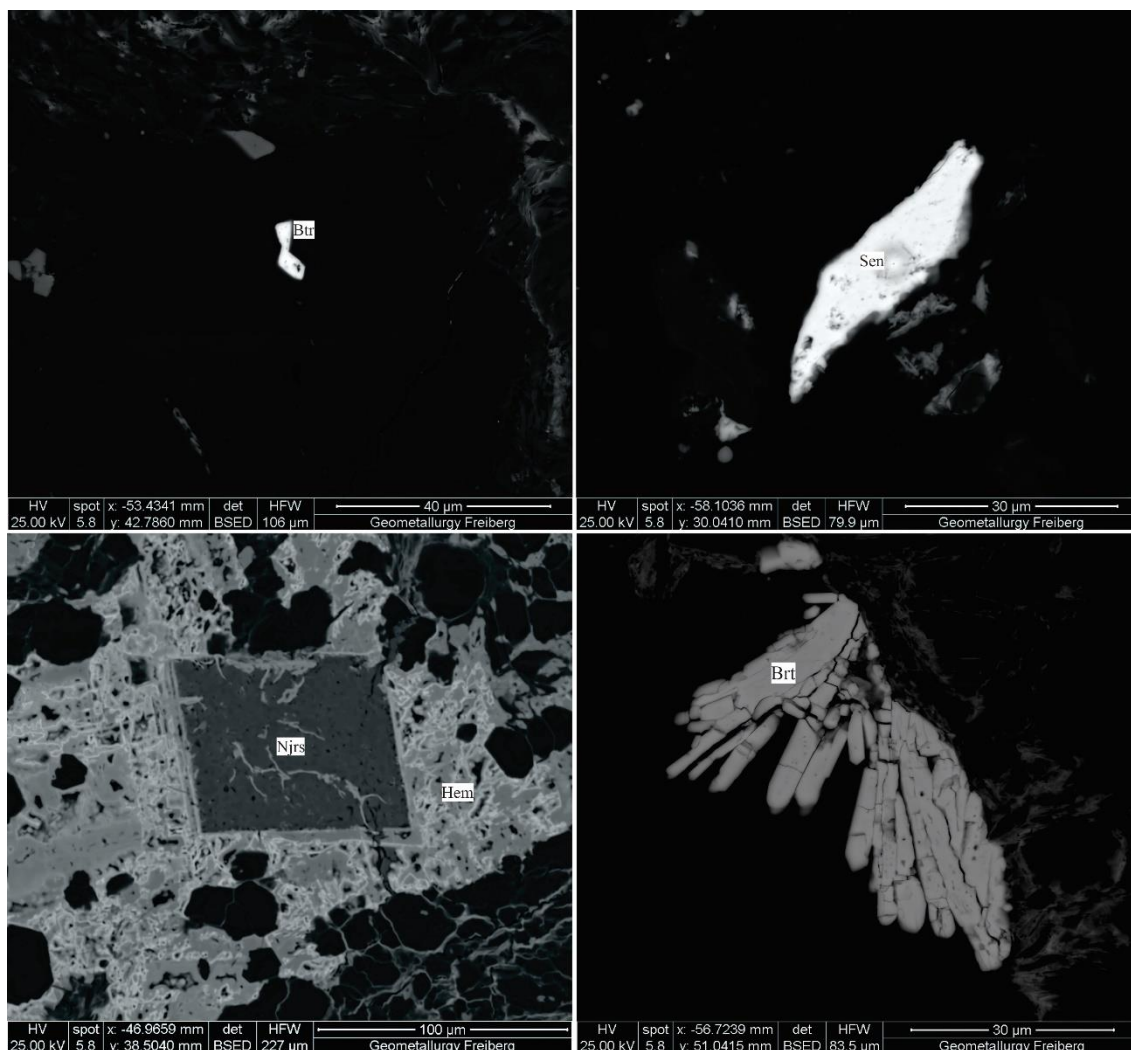


Figura 6.3. 11. Imágenes SEM de los minerales que conforman la paragénesis de las vetas ONO-ESE de Sb-Au en Chinguillos Este. Btr: berthierita; Sen: senarmonite; Njrs: natrojarosita y Brt: baritina. Abreviaturas según Warr (2021).

Las tablas 6.3.1 y 6.3.2 presentan los resultados obtenidos, expresados en porcentaje en peso, de los análisis puntuales realizados mediante EDS. La primera tabla corresponde a los minerales primarios o hipogénicos, mientras que la segunda muestra los minerales supergénicos, ambos presentes en Chinguillos Este. Además, en la columna "Composición teórica" se incluyen los valores porcentuales teóricos obtenidos de la base de datos *Webmineral Mineralogy Database*.

Minerales	Composición teórica	O	Ba	Na	K	F	Mg	Al	Si	S	Ti	Fe	Sb
		Porcentaje en peso (%)											
Estibina	Sb = 78,68% S = 28,32%	0.319	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.139	25.599	0.000	0.024	73.919
		0.313	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.112	25.297	0.000	0.029	74.248
		0.309	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.124	25.314	0.000	0.017	74.236
		0.491	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.126	25.685	0.000	0.031	73.668

		0.304	0.000	0.000	0.000	0.782	0.000	0.000	0.152	25.408	0.000	0.020	73.333
		0.568	0.000	0.000	0.000	0.700	0.000	0.278	0.126	24.916	0.000	0.019	73.392
		0.653	0.000	0.000	0.000	0.905	0.000	0.350	0.102	25.092	0.000	0.033	72.866
		0.544	0.000	0.000	0.000	0.673	0.000	0.160	0.156	25.375	0.000	0.036	73.055
Berthierita	Fe = 13,06% Sb = 59,94% S = 30%	0.841	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.007	26.640	0.000	13.481	58.030
Baritina	Ba = 58,84% S = 13,74% O = 27,42%	15.935	68.042	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	14.987	0.000	0.000	0.000
		19.088	66.442	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	14.470	0.000	0.000	0.000
		17.715	67.564	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	14.399	0.000	0.000	0.000
		19.339	66.118	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	14.142	0.000	0.000	0.000
		18.925	66.618	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	14.073	0.000	0.000	0.000

Tabla 6.3.1. Resultados del análisis semi-cuantitativo mediante EDS en porcentaje en peso de los elementos formadores de los minerales hipogénicos de las vetas en Chinguillos Este.

Minerales	Composición teórica	O	Ba	Na	K	F	Mg	Al	Si	S	Ti	Fe	Sb
		Porcentaje en peso (%)											
Senarmonita	Sb = 88,39% O = 11,61%	10.224	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.283	0.217	0.000	0.015	89.262
		9.684	0.000	0.000	0.000	0.000	0.011	0.000	0.100	0.098	0.000	0.012	90.094
		12.694	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.721	0.073	0.000	0.023	86.479
		10.024	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.092	0.056	0.000	0.010	89.814
		8.264	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.428	0.125	0.000	0.000	91.183
		9.253	0.000	0.000	0.000	1.554	0.000	0.000	0.061	0.074	0.000	0.061	88.998
		9.716	0.000	0.000	0.000	1.667	0.006	0.000	0.063	0.129	0.000	0.025	88.394
		7.853	0.000	0.000	0.000	1.525	0.004	0.000	0.068	4.650	0.000	0.046	85.854
Valentinita	Sb = 83,53% O = 16,47%	18.753	0.000	0.000	0.000	0.000	1.451	1.122	1.178	1.414	0.000	0.326	75.669
		14.785	0.000	0.000	0.000	2.781	0.000	0.579	0.770	0.274	0.000	1.670	79.141
		15.281	0.000	0.000	0.000	2.151	0.000	0.467	0.996	0.093	0.000	0.006	81.006
		16.405	0.000	0.000	0.000	3.040	0.000	0.197	0.534	0.000	0.000	0.056	79.768
Kermesita	Sb = 75,24% S = 19,82% O = 4,94%	13.524	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.358	24.314	0.000	0.015	61.789
		10.730	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.227	24.292	0.000	0.016	64.728
		15.979	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.018	0.920	25.693	0.000	0.045	57.346
		18.464	0.000	0.000	0.000	2.310	0.014	0.000	0.581	23.756	0.000	0.016	54.859
Tripuhyita	Fe = 23,12% Sb = 50,39% O = 26,49%	21.035	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	24.553	53.992
		21.973	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.094	0.000	0.000	23.543	51.324
		23.635	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	5.395	0.000	0.000	25.863	44.562
		20.298	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.568	0.000	0.000	25.502	53.604
Tripuhyita con exceso de Fe	Fe = 23,12% Sb = 50,39% O = 26,49%	24.797	0.000	0.000	0.000	0.000	2.349	0.000	0.755	0.000	0.000	40.461	27.197
		24.707	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.213	0.000	0.000	39.974	28.236
		26.077	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	50.667	23.205
		23.145	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	56.587	20.268
		26.066	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.979	2.664	0.000	0.000	39.397	26.133
		27.663	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.447	0.000	0.000	48.114	18.756
		22.590	0.000	0.000	0.000	0.000	1.272	0.243	4.925	0.000	0.000	57.905	12.911
		20.773	0.000	0.000	0.000	0.000	1.842	1.150	0.683	0.000	0.000	37.266	38.273

Natrojarosita	Na = 4,74% Fe = 34,57% H = 1,25% S = 13,23% O = 46,21%	35.491	0.000	2.100	0.000	0.000	0.161	0.496	0.284	15.643	0.000	44.932	0.000
Jarosita	K = 7,81% Fe = 33,45% H = 1,21% S = 12,81% O = 44,73%	36.323	0.000	0.000	7.115	0.000	0.000	0.000	0.200	13.445	0.000	40.951	0.000
		38.298	0.000	0.000	7.201	0.000	0.000	0.000	0.000	13.823	0.000	40.679	0.000
Hematita	Fe = 69,94% O = 30,06%	27.268	0.000	0.000	0.000	0.000	1.251	0.000	0.372	0.000	0.000	63.288	0.000
		27.759	0.000	0.000	0.000	0.000	1.890	0.000	2.425	0.000	0.000	67.926	0.000
Rutilo	Ti = 59,94% O = 40,06%	37.974	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	57.390	1.021	0.000

Tabla 6.3.2. Resultados del análisis semi-cuantitativo mediante EDS en porcentaje en peso de los minerales supergénicos de las vetas en Chinguillos Este.

### 6.3.2.2 Chinguillos Oeste

En el sector Chinguillos Oeste, los análisis mediante EDS permitieron confirmar la presencia de minerales hipogénicos previamente identificados a través de microscopía óptica, así como detectar la ocurrencia de galena (PbS), casiterita (SnO<sub>2</sub>) y anhidrita (CaSO<sub>4</sub>). Asimismo, se logró identificar minerales supergénicos, compuestos principalmente por arseniatos, con una menor proporción de carbonatos, óxidos y sulfatos, así como corroborar la presencia de covelina (Figura 6.3.12). Dentro del grupo de arseniatos, se observa una notable diversidad. Se destacan los arseniatos de hierro, como la escorodita (FeAsO<sub>4</sub>·2H<sub>2</sub>O), que aparece reemplazando parcialmente a la arsenopirita, evidenciando procesos de oxidación y alteración supergénica (Figura 6.3.12). Entre los arseniatos de plomo, se identificó mimetita (Pb<sub>5</sub>(AsO<sub>4</sub>)<sub>3</sub>Cl), en la cual se observa una relación baja de As y elevada de oxígeno, lo que sugiere una posible mezcla con PbO (*massicot*), que es la forma ortorrómbica del óxido de plomo. También se registró carminita (PbFe<sub>2</sub>(AsO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>(OH)<sub>2</sub>), un arseniato de hierro y plomo, que se encuentra espacialmente asociada a la escorodita (Figura 6.3.12). Además, se detectaron arseniatos de antimonio y plomo, así como de hierro y plata, aunque no ha sido posible determinar la especie mineralógica a la que corresponden. Por otro lado, entre los minerales presentes en menor proporción, se destaca la linarita (PbCu(SO<sub>4</sub>)(OH)<sub>2</sub>), un hidroxisulfato de plomo y cobre, junto con cerusita (PbCO<sub>3</sub>), calcocianita (CuSO<sub>4</sub>), senarmontita y kermesita (Figura 6.3.12), además de un sulfato de hierro no identificado, cuya composición sugiere un origen secundario vinculado a procesos de oxidación supergénica.

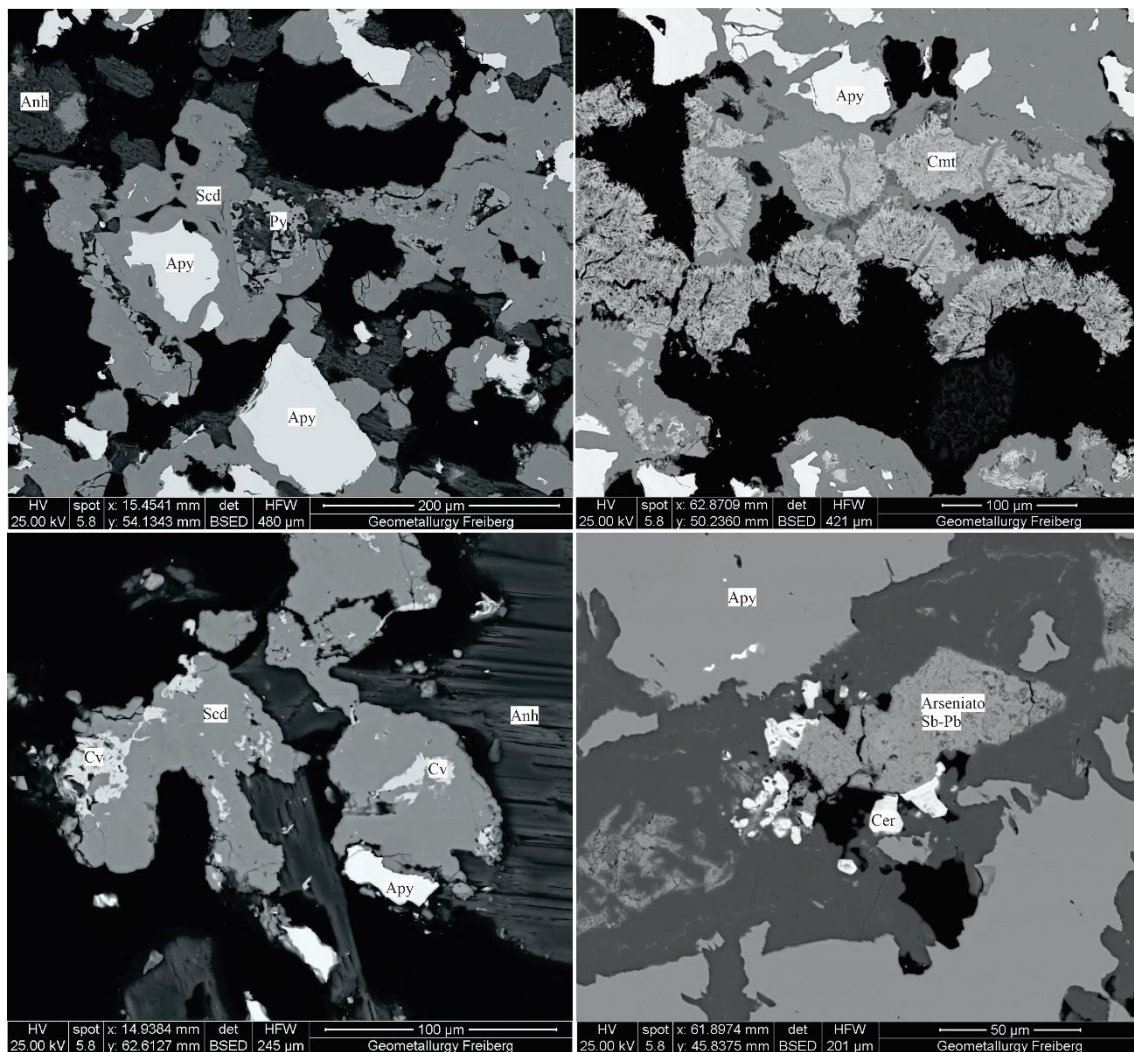


Figura 6.3. 12. Imágenes SEM sobre veta proveniente de las vetas de Chinguillos. Apy: arsenopirita; Py: pirita; Cv: covelina; Scd: scorodita; Cer: cerusita, Cmt: carminita; Anh: anhidrita. Abreviaturas según Warr (2021).

Las tablas 6.3.3 y 6.3.4 presentan los resultados obtenidos, expresados en porcentaje en peso, de los análisis puntuales realizados mediante EDS. La primera de ellas, corresponde a los minerales primarios o hipogénicos, mientras que la segunda muestra los minerales supergénicos. Por otro lado, en la columna "Composición teórica" se incluyen los valores porcentuales teóricos obtenidos de la base de datos *Webmineral Mineralogy Database*.

Minerales	Composición teórica	O	F	Mg	Al	Si	P	S	Ca	Fe	Cu	As	Sn	Sb	Pb
		Porcentaje en peso (%)													
Arsenopirita	Fe = 34,3% As = 46,01% S = 19,69%	1.203	0.000	0.000	1.320	0.357	0.000	19.917	0.024	35.762	0.000	40.973	0.051	0.392	0.000
		1.569	0.000	0.000	0.000	0.359	0.000	19.932	0.000	37.355	0.186	40.600	0.000	0.000	0.000
		1.488	0.000	0.000	0.000	0.456	0.410	17.575	0.000	33.998	0.000	43.669	0.000	0.210	0.679
Pirita	Fe = 46,55% S = 53,45%	1.969	0.000	0.399	0.952	0.704	0.000	50.620	0.219	43.993	0.018	0.694	0.017	0.009	0.406
Casiterita	Fe = 78,77% O = 21,23%	18.910	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	81.090	0.000	0.000
		18.629	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	81.371	0.000	0.000
		17.963	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.298	0.000	0.000	80.739	0.000	0.000
Galena	Pb = 86,6% S = 13,4%	3.593	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	6.020	0.000	0.037	0.000	2.763	0.000	0.000	87.587
		3.646	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	6.313	0.000	0.037	0.000	3.215	0.000	0.000	86.789

Tabla 6.3.3. Resultados del análisis mediante EDS en porcentaje en peso de los minerales hipogénicos de las vetas en Chinguillos Oeste.

Minerales	Composición teórica	O	F	Al	Si	P	S	Fe	Cu	Zn	As	Ag	Sn	Sb	I	Pb
		Porcentaje en peso (%)														
Covelina	Cu = 66,46% S = 33,54%	3.930	1.386	0.899	0.849	0.000	29.931	2.114	58.780	0.000	2.057	0.000	0.000	0.054	0.000	0.000
		4.338	0.000	0.000	0.000	0.000	32.302	1.935	61.424	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
		3.925	1.586	0.000	0.592	0.000	31.349	1.090	60.593	0.000	0.865	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Calcocianita	Cu = 39,81% S = 20,09% O = 40,1%	32.674	1.629	0.593	0.381	0.000	20.710	2.177	39.415	0.310	1.857	0.179	0.007	0.035	0.000	0.000
Escorodita	Fe = 24,2% As = 32,46% H = 1,75% O = 41,59%	32.727	0.000	1.125	0.152	0.000	0.060	30.033	0.000	0.000	35.425	0.000	0.000	0.479	0.000	0.000
		32.648	0.000	0.947	0.113	0.000	0.104	30.165	0.000	0.000	35.977	0.000	0.006	0.040	0.000	0.000
		30.476	0.000	0.841	0.453	0.000	1.056	30.452	0.064	0.000	36.134	0.000	0.000	0.392	0.000	0.000
		35.261	0.000	0.000	4.814	0.000	0.315	26.401	0.000	0.000	33.169	0.000	0.020	0.000	0.000	0.021
		32.932	0.000	0.000	0.307	0.022	0.521	30.399	0.000	0.000	35.706	0.000	0.000	0.020	0.000	0.000

Hydrocerusita	H = 0,26% Pb = 80,14% C = 3,1% O = 16,5%	16.185	1.704	0.000	0.000	0.000	0.000	0.831	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	81.280
Mimetita ?	As = 15,1% Pb = 69,61% O = 12,9%	15.314	1.411	0.555	0.341	0.000	8.381	2.559	0.018	0.000	8.627	0.000	0.000	0.000	0.000	62.782
		18.165	2.190	0.000	0.000	0.000	0.000	2.293	0.000	0.000	8.202	0.000	0.000	0.000	0.000	69.150
		17.571	1.864	0.000	0.000	0.000	0.000	2.003	0.000	0.000	8.056	0.000	0.000	0.000	0.000	70.506
		18.125	0.000	0.390	0.000	0.566	0.000	0.910	0.000	0.000	6.058	0.000	0.000	0.000	0.000	73.952
Linarita	Cu = 15,85% Pb = 51,69% S = 8% O = 23,95%	20.901	2.335	0.000	0.000	0.000	10.458	2.059	16.650	0.000	5.246	0.000	0.000	0.000	0.000	42.349
Senarmontita	Sb = 88,39% O = 11,61%	9.392	0.000	0.000	0.838	0.000	0.042	1.881	0.000	0.000	0.801	0.000	0.000	87.045	0.000	0.000
Kermesita	Sb = 75,24% S = 19,82% O = 4,94%	12.213	1.765	0.011	0.127	0.000	27.648	0.367	0.000	0.000	1.118	0.000	0.000	56.751	0.000	0.000
Arseniato de Pb y Sb	Mineral no identificado	19.459	0.000	18.873	0.000	6.305	0.000	7.168	0.000	0.000	24.406	0.000	0.000	6.346	0.000	17.443
		19.299	0.000	6.759	0.000	1.463	0.000	7.989	0.000	0.000	19.852	0.000	0.000	26.766	0.000	17.872
Arseniato de Fe y Ag	Mineral no identificado	10.436	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	38.673	0.000	0.000	45.176	3.221	0.000	0.000	2.494	0.000
		1.936	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	32.817	0.000	0.000	34.403	13.928	0.000	0.000	16.916	0.000
		21.552	0.000	0.000	0.000	0.000	0.202	33.329	0.000	0.000	37.371	2.186	0.000	0.000	5.360	0.000
		21.835	0.000	0.000	6.039	0.000	0.000	25.501	0.000	0.000	25.833	3.767	0.000	0.000	17.025	0.000
		4.096	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	35.817	0.000	0.000	39.061	8.613	0.000	0.000	12.413	0.000
Sulfato de Fe	Mineral no identificado	42.281	0.000	0.000	0.114	0.000	13.161	43.355	0.000	0.000	0.194	0.000	0.552	0.000	0.000	0.343
		33.505	0.000	0.000	0.184	0.289	15.192	48.429	0.000	0.000	0.894	0.000	0.000	0.598	0.000	0.747

Tabla 6.3.4. Resultados del análisis mediante EDS en porcentaje en peso de los minerales supergénicos de las vetas en Chinguillos Oeste.

### 6.3.3 Geoquímica de metales

Los resultados geoquímicos obtenidos para los sectores Chinguillos Este y Chinguillos Oeste revelan diferencias significativas en cuanto al espectro de elementos metálicos asociados, lo que sugiere contrastes en la naturaleza de los fluidos mineralizantes.

En Chinguillos Este, el sistema está dominado por mineralizaciones de antimonio y oro, con concentraciones de Sb que superan los 10000 ppm (límite superior de detección) y contenidos anómalos de Au, en el rango de 0,02 a 0,5 ppm. La presencia sistemática de arsénico (124–600 ppm), mercurio (1,57–7,12 ppm) y bario (200 – > 3000 ppm) se asocia a la presencia de baritina como principal ganga junto con cuarzo. Este conjunto de elementos (Sb–Au–As–Hg) es característico de depósitos orogénicos de oro relacionados a condiciones superficiales (Groves *et al.*, 1998; Goldfarb *et al.*, 2005).

En contraste, el sistema de Chinguillos Oeste presenta características geoquímicas correspondientes a una mineralización polimetálica, con anomalías en arsénico, plata, plomo, cobre, bismuto, zinc y antimonio. Las concentraciones de Pb (hasta 2815 ppm), Cu (hasta 1734 ppm), Bi (hasta 320 ppm), y Ag (>10 ppm) en vetas de cuarzo, junto con niveles elevados de As (>10000 ppm), son consistentes con un ambiente distal de un sistema asociado a intrusiones.

#### 6.3.3.1 Chinguillos Este

En el área de Chinguillos Este se analizaron un total de 8 muestras, de las cuales 7 corresponden a vetas mineralizadas y una a la roca de caja (metapelita M19), asociada al Grupo Chinguillos. Esta última se incorporó con el objetivo de determinar la concentración de antimonio de fondo y, a partir de ello, calcular el índice de enriquecimiento de las vetas. La Tabla 6.3.5 presenta un resumen de los resultados obtenidos para los elementos de mayor interés en las vetas de este depósito, mientras que el detalle completo de las concentraciones analizadas se encuentra en el Anexo (Tabla A 3). Los análisis revelaron concentraciones de Sb que varían desde 350 ppm hasta valores superiores al límite de detección (>10000 ppm). En cuanto al Au, las concentraciones oscilan entre 0,02 y 0,5 ppm, siendo el valor más alto registrado en una de las vetas con orientación ONO-ESE. También se detectaron concentraciones anómalas de As, que oscilan entre 124 y aproximadamente 600 ppm. Es relevante mencionar los valores elevados de Hg en las muestras en las que fue analizado, (1,57 a 7,12 ppm). Por último, debido a la presencia de baritina como uno de los principales minerales de ganga junto

con el cuarzo, se observaron concentraciones de Ba que varían desde aproximadamente 200 ppm hasta superar los 3000 ppm.

MUESTRA	Tipo de muestra	As ppm	Au ppm	Hg ppm	Sb ppm
M19	Roca de caja	101	0.06	0.16	1265
M35	Veta	586	< 0.02	0.08	82.1
M62	Veta	1.5	0.14	1.57	> 10000
M46	Veta	330	0.48	2.47	350
M48	Veta	124	0.02	7.12	567
M54	Veta	44.1	0.03	3.54	946
E12721	Veta	151	NA	NA	8906
E12724	Veta	428	NA	NA	597.8

Tabla 6.3.5. Resultados de análisis de laboratorio, correspondiente a As, Au, Hg y Sb para las vetas de Chinguillos Este, donde NA: No analizado.

El diagrama de la Figura 6.3.13 muestra el índice de enriquecimiento para los elementos As, Au, Hg y Sb en las vetas analizadas, tomando como valor de referencia la roca de caja, compuesta por una metapelita correspondiente al Grupo Chinguillos. Este índice permite evaluar la magnitud del enriquecimiento de cada elemento con respecto a su concentración natural en la roca de caja, proporcionando información clave sobre los procesos geológicos y geoquímicos responsables de la mineralización.

El cálculo del índice de enriquecimiento se basa en la siguiente ecuación:

$$\text{Enriquecimiento} = \text{Concentración observada} / \text{Concentración de fondo}$$

donde la concentración observada corresponde a los valores en partes por millón (ppm) medidos en las muestras de las vetas, mientras que la concentración de fondo representa la cantidad promedio del elemento en la roca de caja. Un índice de enriquecimiento superior a 1 indica una acumulación del elemento en la zona mineralizada con respecto a su contenido en la roca de caja, mientras que valores cercanos o inferiores a 1 sugieren una distribución homogénea o una posible dilución.

En este diagrama, es importante considerar que las muestras E12724 y E12721 no incluyen análisis de los contenidos de Au y Hg. Sin embargo, en las muestras en las que se analizó este elemento, el índice de enriquecimiento evidencia un fuerte enriquecimiento en Hg, lo que sugiere la participación de fluidos hidrotermales ricos en elementos volátiles durante la mineralización.

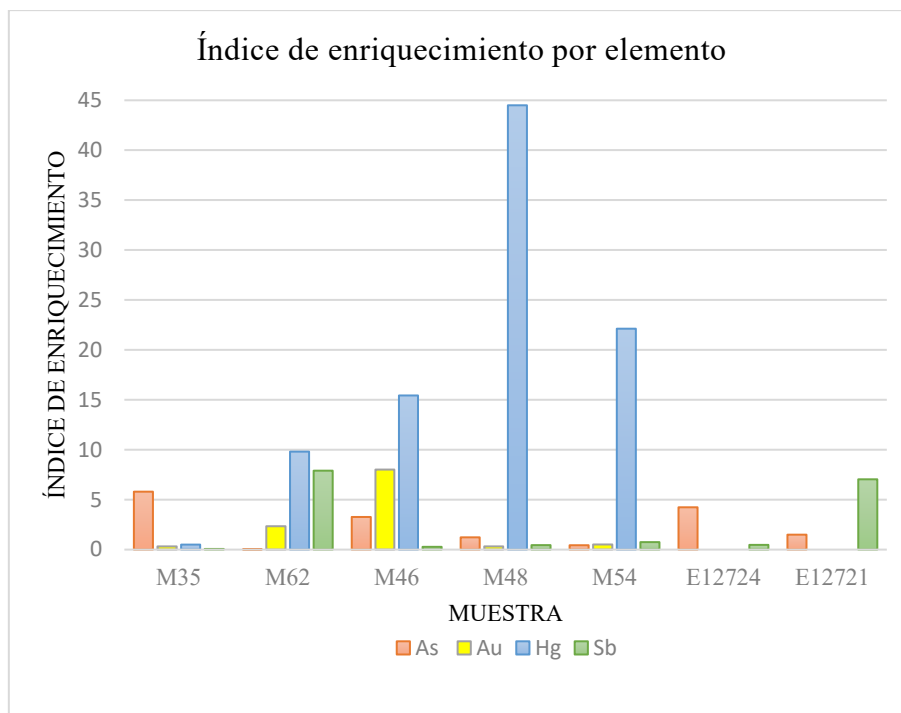


Figura 6.3. 13. Gráfico de barras correspondiente al índice de enriquecimiento para las 7 vetas mineralizadas analizadas en Chinguillos Este, respecto a la concentración de As, Au, Hg y Sb de la roca de caja.

### 6.3.3.2 Chinguillos Oeste

En Chinguillos Oeste, se analizaron un total de 4 muestras de vetas de cuarzo. Los análisis muestran valores anómalos de As, Ag, Pb, Cu y Sb en 3 muestras. En particular, el arsénico se encuentra en niveles superiores al límite de detección (>10000 ppm). La plata presenta concentraciones que oscilan entre 2,9 ppm y >10 ppm (límite superior de detección). Los valores de Cu, Pb y Zn son más variables y abarcan amplios intervalos. Para el cobre, los valores se encuentran entre 52,7 ppm y 1734 ppm, mientras que, en caso del plomo, varían desde casi 100 ppm hasta 2815 ppm. El zinc es algo más uniforme, con valores entre 52 y 363 ppm. Además, todas las muestras presentan anomalías en antimonio, con concentraciones entre 180 y 375 ppm. La Tabla 6.3.6 presenta un resumen de las concentraciones de los metales de interés en las vetas polimetálicas de Chinguillos Oeste, mientras que el análisis detallado se encuentra disponible en el Anexo (Tabla A 4).

MUESTRA	Tipo de muestra	Ag ppm	As ppm	Au ppm	Cu ppm	Pb ppm	Sb ppm	Zn ppm	Bi ppm
M38	Veta	5.03	> 10000	0.03	83.8	144.5	10.2	57	26.3
M61	Veta	2.9	> 10000	0.17	52.7	99.7	180	52	33.4
M59	Veta	0.03	5.1	< 0.02	28.6	16.5	1.17	84	0.06
E12722	Veta	> 10	> 10000	NA	1734	2815	375.2	363	320

Tabla 6.3.6. Resumen del análisis en las vetas de Chinguillos Oeste para Ag, As, Au, Cu, Pb, Sb y Zn, donde NA: No analizado.

## 6.4 Mineralogía de alteración

### Alteración hidrotermal: mica blanca (fengita)

Las micas blancas son un grupo diverso de filosilicatos de grano fino que incluyen las especies paragonita, moscovita y fengita, así como la illita con deficiencia de potasio. Este grupo a menudo sirve como un vector de exploración útil ya que proporciona un indicador de las condiciones físico-químicas en el momento de su formación (Meyer *et al.*, 2022). Utilizando el escalár Al-OH informado por el identificador de minerales ASD TerraSpec® Halo, es posible rastrear las condiciones geoquímicas (Malvern Panalytical, 2019). La sustitución de Al<sup>+3</sup> por Mg<sup>+2</sup> y/o Fe<sup>+2</sup> en el sitio octaédrico de las micas blancas es uno de los cambios composicionales más frecuentes, que da lugar a la serie de las micas fengíticas (Ernst, 1963; Velde, 1965; Rieder *et al.*, 1998; Yang *et al.*, 2001). Su ocurrencia suele ser utilizada como marcador mineralógico para la identificación de rocas afectadas por procesos hidrotermales (Yang *et al.*, 2001; Tappert *et al.*, 2013; Peter *et al.*, 2015; Maffini *et al.*, 2017). La mica blanca fengítica (caracterizada por una mayor longitud de onda en la absorción Al-OH) tiende a concentrarse en zonas más intensamente alteradas, mientras que la mica blanca muscovítica (con menor longitud de onda Al-OH) se asocia a sectores menos alterados (Yang *et al.*, 2011). No obstante, diversos estudios han demostrado que esta variación composicional dentro del grupo de las micas blancas no responde exclusivamente a diferencias en la intensidad de alteración, sino que puede estar fuertemente controlada por las condiciones físicoquímicas del fluido hidrotermal, en particular el pH, la temperatura y la actividad de potasio. En este sentido, la fengita se forma bajo condiciones de pH más ácido y mayor actividad de Si y Al, mientras que la moscovita se estabiliza en ambientes más neutros o ligeramente alcalinos (Dilles y Einaudi, 1992; Halley *et al.*, 2015). Por lo tanto, la presencia de una u otra no debe interpretarse de manera unívoca como un indicador del grado de alteración, sino como el resultado de un equilibrio entre intensidad de flujo, composición del fluido y condiciones locales del sistema.

Los espectros medidos tanto en las vetas como en la roca de caja adyacente muestran la aparición de mica blanca de composición fengítica en sectores próximos a las vetas mineralizadas, en contraste con composiciones más muscovíticas en zonas más

distales o menos afectadas por la alteración. Esta variación espectral, reflejada por un corrimiento hacia longitudes de onda mayores en la absorción del grupo Al–OH, indica que la mica fengítica se desarrolla como producto de la alteración hidrotermal. Esta tendencia se reconoce tanto en las vetas de arsénico de Chinguillos Oeste como en las vetas de antimonio de Chinguillos Este (Figuras 6.4.1 y 6.4.2), y respalda la interpretación de que la mica fengítica observada tiene un origen netamente hidrotermal.

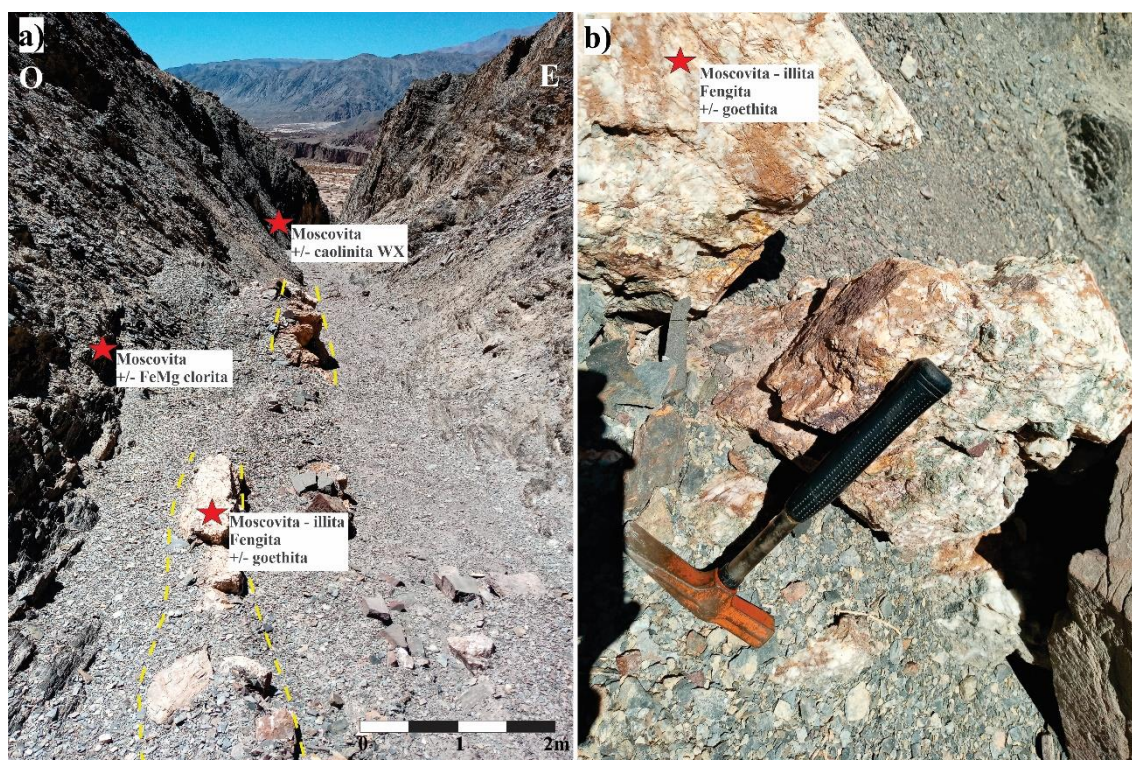


Figura 6.4. 1. a) Vista general del sector de muestreo en una de las vetas de arsénico de Chinguillos Oeste. Las estrellas rojas indican los puntos donde se obtuvieron las muestras analizadas con TerraSpec, cuyos resultados evidenciaron la presencia de mica fengita. Las líneas punteadas amarillas señalan los límites aproximados de la estructura mineralizada. b) Detalle de uno de los puntos de muestreo donde TerraSpec identificó fengita.

#### Alteración supérgena: alunita

La formación de alunita supérgena generalmente ocurre en la zona de oxidación de depósitos minerales que contienen sulfuros metálicos, como pirita ( $\text{FeS}_2$ ) y calcopirita ( $\text{CuFeS}_2$ ). La oxidación de estos sulfuros produce ácido sulfúrico, que a su vez puede reaccionar con minerales aluminosos presentes en la roca para formar alunita supérgena. En Chinguillos Este, se identificaron espectros correspondientes a alunita, restringidos a la zona de mena en las vetas de Sb-Au de orientación aproximadamente E-O, que son portadoras de los mayores contenidos de Au (véase Figura 6.3.10, Sección 6.3.2.1). Esta

fase de alteración sería producto de la infiltración de aguas meteóricas, formando la alteración supergénica caracterizada por la presencia de limonitas (principalmente por la oxidación de los sulfuros singenéticos), alunita, arcillas (Figura 6.4.2) y otros minerales supergénicos asociados, tales como senarmontita, jarosita, natrojarosita ( $\text{NaFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})$ ), y fases ricas en hierro y antimonio que podrían corresponder a tripuhyita o schafarzikita. Estas fases aparecen como reemplazos pseudomórficos de cristales prismáticos, que probablemente fueron estibina o, en menor medida, berthierita.



Figura 6.4. 2. a) Afloramiento donde la roca de caja adyacente a las vetas de Sb–Au (orientación E–O) presenta fengita identificada mediante espectrometría VNIR–SWIR (TerraSpec). b) Zona de mena con desarrollo de alunita supergénica detectada con TerraSpec. Vista hacia el este. Las estrellas rojas indican los puntos de muestreo.

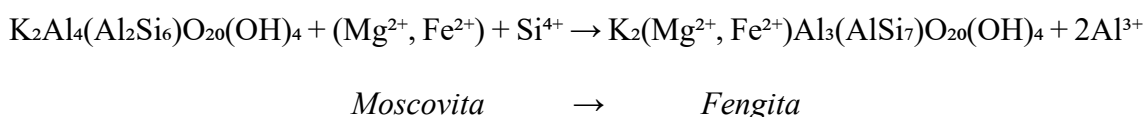
## 6.5 Síntesis interpretativa

En las vetas de Chinguillos Este, la formación de schafarzikita y los óxidos de antimonio (cervantita, valentinita, kermesita, senarmontita) se produjo por la removilización oxidativa de la estibina. Durante este proceso, el sulfato se convierte en la especie predominante de azufre, lo que permite que el fluido acumule concentraciones elevadas de antimonio (Sb) necesarias para la precipitación de  $\text{Sb}_2\text{O}_3$ . Las fluctuaciones en el potencial redox y en el contenido de hierro (Fe) del fluido pueden inducir la precipitación de kermesita o schafarzikita, siendo el hierro proveniente de la oxidación

de minerales hipogénicos como la berthierita ( $\text{FeSb}_2\text{S}_4$ ) o la pirita ( $\text{FeS}_2$ ). Bajo condiciones fuertemente oxidantes cercanas a la superficie, estos minerales pueden actuar como reservorios transitorios de antimonio durante la meteorización. La rápida oxidación de Sb(III) a Sb(V) (Leuz y Johnson, 2005) provoca su disolución y conversión en productos de meteorización completamente oxidados, como la tripuhyita.

Por otro lado, la mineralogía del sector Chinguillos Oeste refleja un ambiente de alteración supergénica compleja, marcado por la movilización y redeposición de elementos derivados de la alteración de minerales hipogénicos, principalmente arsenopirita y pirita. En este contexto, la escorodita es el mineral secundario de arsénico más prevalente, formándose principalmente a través de la oxidación de arsenopirita, bajo condiciones ácidas del sistema Fe(III)–As(V). La escorodita se ha identificado como el mineral secundario de arsénico principal en diversos ambientes, que incluyen rocas mineralizadas naturalmente meteorizadas (Utsunomiya *et al.*, 2003), suelos contaminados de manera natural en distintas zonas climáticas (Bowell, 1994; Morin *et al.*, 2002; Pfeifer *et al.*, 2004; Filippi *et al.*, 2007), y una variedad de residuos mineros e industriales, así como relaves contaminados con arsénico (Drahota y Filippi, 2009). Además, la mimetita, probablemente el arseniato de plomo secundario más común, se forma en condiciones oxidantes a partir de la alteración de minerales de plomo y arsénico, como la galena y la arsenopirita. A diferencia de otros arseniatos que requieren soluciones con alta concentración de sales, la mimetita puede cristalizar en condiciones más comunes, permaneciendo estable incluso en presencia de carbonato y sulfato en el agua, en un amplio rango de pH. Esto implica que, una vez formada, puede persistir en el ambiente sin disolverse fácilmente. Por último, la coexistencia de oxianiones en solución favoreció también la formación de sulfatos y carbonatos secundarios, como la linarita, la cerusita y la calcocianita, reflejando variaciones locales en el pH y en la actividad de los iones metálicos (Johnston *et al.*, 2000; Haldar y Tišljár, 2014).

En relación con los minerales de alteración presentes en ambos sectores, la espectroscopía de reflectancia utilizando instrumentos portátiles, ha demostrado ser una herramienta eficaz para obtener una identificación mineralógica precisa, así como para determinar la distribución espacial de las asociaciones de alteración hidrotermal y supergénica. La formación de mica fengita a partir de moscovita puede expresarse de manera simplificada mediante el siguiente equilibrio en una situación ideal de sustitución de Tchernak:



La temperatura es un factor clave en el control de esta reacción, mientras que el efecto de la presión probablemente tiene una influencia menor (Heinrich *et al.*, 1995). El aumento en la proporción de mica fengítica en las rocas hospedantes cercanas a las vetas de ambos depósitos, señala las áreas afectadas por la alteración hidrotermal y puede constituir un vector útil para la trazabilidad hacia las estructuras mineralizadas. Si bien en las metapelitas se reconoce mica blanca de origen metamórfico (principalmente moscovita), el enriquecimiento relativo en fengita hacia las zonas de mena sugiere una superposición de procesos hidrotermales sobre las asociaciones metamórficas preexistentes. La asociación de mica fengítica con la mineralización y/o alteración hidrotermal intensa sugiere un vínculo directo entre la composición de la mica y los procesos hidrotermales.

De manera complementaria, en Chinguillos Este, la identificación espectral de alunita delimita focos de intensa alteración supérgena de tipo ácido-sulfato, superpuesta a la mineralización primaria. Esta fase se generó en condiciones de pH muy bajo (< 4) resultantes de la oxidación de pirita y calcopirita, proceso que liberó ácido sulfúrico y promovió la hidrólisis extrema de los aluminosilicatos de la roca de caja. La restricción espacial de la alunita, junto a jarosita y limonita, a las vetas E-O portadoras de las mayores leyes de Au, ratifica un ambiente oxidante intenso que no solo obliteró la paragénesis sulfurada original, sino que marca los conductos de mayor permeabilidad y flujo de fluidos meteóricos.

Los resultados de este estudio sugieren que, en la exploración de depósitos de oro orogénico, la longitud de onda de la banda Al-OH de la mica blanca podría utilizarse como un vector para la mineralización. En otro aspecto, la oxidación supergénica podría haber provocado un enriquecimiento relativo de oro en las vetas brechadas con orientación ONO-ESE, eliminando casi por completo los sulfuros hipogénicos.

## 6.6 Bibliografía

- BELLOT, J.P., BAILLY, L., LEROUGE, C., BOUCHOT, V. 2004. Stibnite microstructures as imprints of fault movement. *Mineralium Deposita*, 39, 576–582.

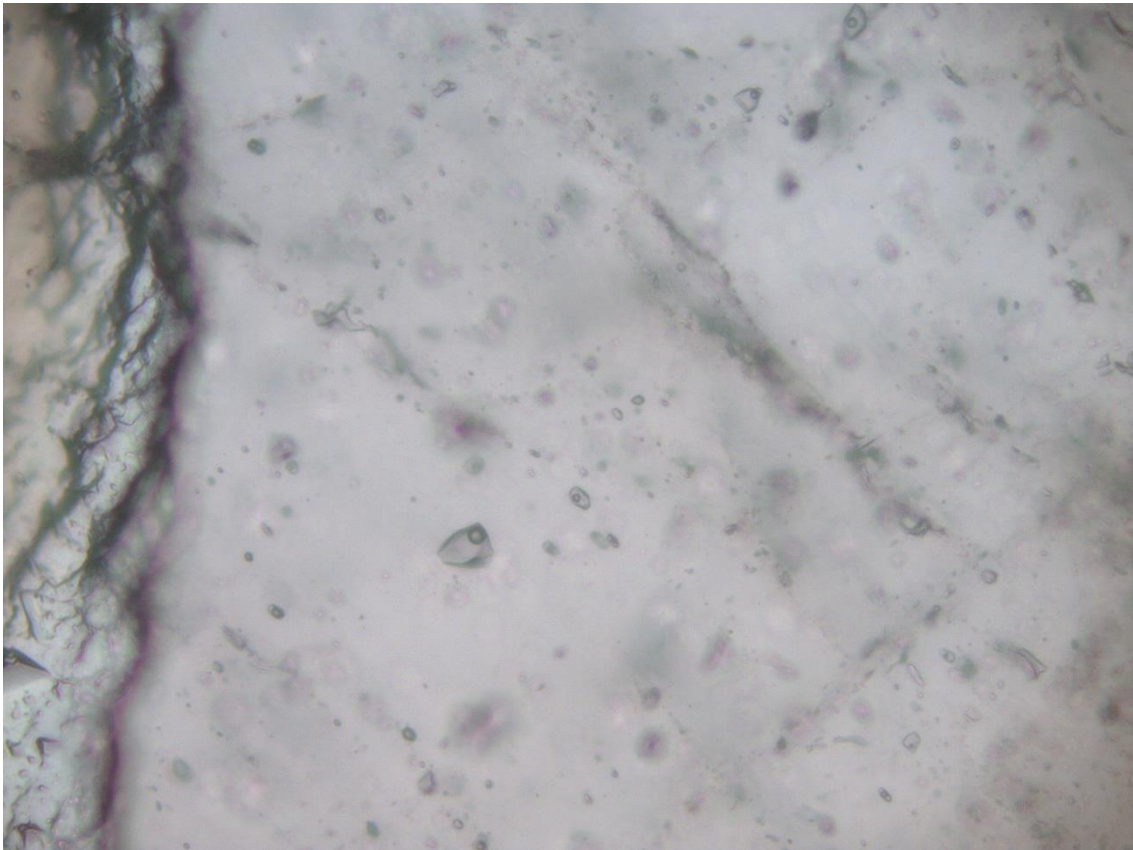
- BOWELL, R. J. 1994. Sorption of arsenic by iron oxides and oxyhydroxides in soils. *Applied Geochemistry*, 9(3), 279–286.
- CLARK, R.N., KING, T.V.V., KLEJWA, M., SWAYZE, G.A. y VERGO, N. 1990. High spectral resolution reflectance spectroscopy of minerals. *Journal of Geophysical Research*, 95(B8): 12653–12680.
- CLARK, R. N. 1999. Spectroscopy of rocks and minerals, and principles of spectroscopy. In: RENEZ, A. N. (ed.), *Manual of Remote Sensing*, Volume 3, Chapter 1: *Remote Sensing for the Earth Sciences*, 3rd edition, John Wiley and Sons, New York, pp. 3–58.
- CUDAHY, T. 2016. Mineral mapping for exploration: An Australian journey of evolving spectral sensing technologies and industry collaboration. *Geosciences*, 6(4): 52.
- DRAHOTA, P., FILIPPI, M. 2009. Secondary arsenic minerals in the environment: a review. *Environment International*, 35(8), 1243–1255.
- ERNST, W. G. 1963. Significance of phengitic micas from low-grade schists. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 48(11-12), 1357–1373.
- FILIPPI, M., DOUŠOVÁ, B., MACHOVIČ, V. 2007. Mineralogical speciation of arsenic in soils above the Mokrsko-west gold deposit, Czech Republic. *Geoderma*, 139(1–2), 154–170.
- GOLDFARB, R.J., BAKER, T., DUBÉ, B., GROVES, D.I., HART, C.J.R., GOSSELIN, P. 2005. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. In: Hedenquist JW, Thompson JFH, Goldfarb RJ, Richards JP, eds. *Economic Geology: One Hundredth Anniversary Volume*. Society of Economic Geologists. p. 407–450.
- GROVES, D.I., GOLDFARB, R.J., GEBRE-MARIAM, M., HAGEMANN, S.G. y ROBERT, F. 1998. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, 13(1-5): 7-27.
- HALDAR, S. y TISLJAR, J. 2014. *Introduction to Mineralogy and Petrology*. Elsevier, Amsterdam.
- HAUFF, P.L. 2010. The TerraSpec spectral mineral analyzer. In: P.L. Hauff (ed.), *ASD Technical Guide*, Analytical Spectral Devices Inc., Boulder, 28 p.

- HEINRICH, C.A., BAIN, J.H.C., MERNAGH, T.P., WYBORN, L.A.I., ANDREW, A.S. y WARING, C.L. 1995. Fluid and mass transfer during metabasalt alteration and copper mineralization at Mount Isa, Australia. *Econ. Geol.*, 90: 705–730.
- HUNT, G.R. 1977. Spectroscopic properties of rocks and minerals. In: G. R. Carter (ed.), *Handbook of Physical Properties of Rocks*, Vol. 1, pp. 295–385, CRC Press, Boca Raton.
- JOHNSTON, R.H., BLOWES, D.W., ROBERTSON, W.D. y JAMBOR, J.L., 2000. The hydrogeochemistry of the Nickel Rim mine tailings impoundment, Sudbury, Ontario. *Journal of Contaminant Hydrology*, 41(1–2): 49–80.
- KHALIL, R., HUSSAIN, M., SAEED, N., HUSSAIN, F., RANA, A., ALI, A., SOMAILY, H. 2022. Exploration of the structural, optoelectronic and vibrational behavior of Sb<sub>2</sub>S<sub>3</sub> through the first principles approach for phenomenal applications in solar cells. *Optical and Quantum Electronics*, 54(12), 779.
- KHARBISH, S., LIBOWITZKY, E., BERAN, A. 2009. Raman spectra of isolated and interconnected pyramidal XS<sub>3</sub> groups (X = Sb, Bi) in stibnite, bismuthinite, kermesite, stephanite and bournonite. *European Journal of Mineralogy*, 21(2), 325–333.
- LAFUENTE, B., DOWNS, R. T., YANG, H., STONE, N. 2015. The power of databases: the RRUFF project. En: ARMBRUSTER, T.; DANISI, R. M. (eds.), *Highlights in Mineralogical Crystallography*. Berlín, Alemania: W. De Gruyter, pp. 1–30.
- LEUZ, A.K., JOHNSON, C. A. 2005. Oxidation of Sb(III) to Sb(V) by O<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> in aqueous solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, 1165–1172.
- MAFFINI, M. N., DUCART, D. F., RADICE, S., CONIGLIO, J., D'ERAMO, F. J., DEMARTIS, M., PINOTTI, L. P., MOREIRA SILVA, A., BEMFICA TOLEDO, C. L. 2017. Estudio petrográfico, espectral y de susceptibilidad magnética de la alteración hidrotermal asociada con depósitos polimetálicos de Pb-Zn-Cu-Ag-Au, Sierra de Comechingones, Córdoba (Argentina). *Estudios Geológicos*, 73(1).
- MAFTEI, A. E., BUZATU, A., DAMIAN, G., BUZGAR, N., DILL, H. G., APOPEI, A. I. 2020. Micro-Raman—A tool for the heavy mineral analysis of gold placer-type deposits (Pianu Valley, Romania). *Minerals*, 10(11), 988.

- MAKRESKI, P., PETRUŠEVSKI, G., UGARKOVIĆ, S. y JOVANOVSKI, G. 2013. Laser-induced transformation of stibnite ( $\text{Sb}_2\text{S}_3$ ) and other structurally related salts. *Vibrational Spectroscopy* 68: 177–182.
- MALVERN PANALYTICAL. 2019. Introducing field characterization of white micas using the ASD TerraSpec® Halo Mineral Identifier. Malvern Panalytical Ltd.
- MEYER, J. M., HOLLEY, E. A. y KOKALY, R. F. 2022. Hyperspectral remote sensing of white mica: A review of imaging and point-based spectrometer studies for mineral resources. *Remote Sensing of Environment*, 275, 113000.
- MORIN, G., LECOCQ, D., JUILLOT, F., CALAS, G., ILDEFONSE, P., BELIN, S., BRIOIS, V., DILLMANN, P., CHEVALLIER, P., GAUTHIER, C., SOLÉ, A., PETIT, P.-E., BORENSZTAJN, S. 2002. EXAFS evidence of sorbed arsenic(V) and pharmacosiderite in a soil overlying the Echassières geochemical anomaly, Allier, France. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 173, 281–291.
- PETER, J. M., LAYTON-MATTHEWS, D., GADD, M. G., GILL, S., BAKER, S., PLETT, S., PARADIS, S. 2015. Application of visible-near infrared and short wave infrared spectroscopy to sediment-hosted Zn-Pb deposit exploration in the Selwyn Basin, Yukon. En: *Targeted Geoscience Initiative 4: Sediment-hosted Zn-Pb Deposits: Processes and Implications for Exploration* (Paradis, S., ed.), Geological Survey of Canada, pp. 152–172.
- PFEIFER, H. R., GUEYE-GIRARDET, A., REYMOND, D., SCHLEGEL, C., TEMGOUA, E., HESTERBERG, D. L., CHOU, J. W. 2004. Dispersion of natural arsenic in the Malcantone watershed, Southern Switzerland: field evidence for repeated sorption–desorption and oxidation–reduction processes. *Geoderma*, 122(2–4), 205–234.
- RIEDER, M., CAVAZZINI, G., D'YAKONOV, Y.S. FRANK-KAMENETSKII, V.A., GOTTARDI, G., GUGGENHEIM, S., KOVAL', P.W., MÜLLER, G., NEIVA, A.M.R., RADOSLOVICH, E.W., ROBERT, J.-L., SASSI, F.P., TAKEDA, H., WEISS, Z., WONES, D. R. 1998. Nomenclature of the Micas. *Clays and Clay Minerals*, 46(5), 586–595.
- SCHMID, T. y DARIZ, P. 2020. Editorial for the Special Issue “Modern Raman Spectroscopy of Minerals”. *Minerals* 10(10): 860.

- TAPPERT, M. C., RIVARD, B., GILES, D., TAPPERT, R., MAUGER, A. 2013. The mineral chemistry, near-infrared, and mid-infrared reflectance spectroscopy of phengite from the Olympic Dam IOCG deposit, South Australia. *Ore Geology Reviews*, 53, 26–38.
- THOMPSON, A.J.B.; HAUFF, P.L. y ROBITAILLE, A.J. 1999. Alteration mapping in exploration: Application of short-wave infrared (SWIR) spectroscopy. *SEG Discovery*, 39: 1–27.
- TROTT, M., SYKORA, S., HUNTINGTON, J. y CUDAHY, T. 2022. Standardization of field-portable SWIR processing for mineral exploration. *Explore*, 196: 3–18.
- UTSUNOMIYA, S., PETERS, S. C., BLUM, J. D., EWING, R. C. 2003. Nanoscale mineralogy of arsenic in a region of New Hampshire with elevated As-concentrations in the groundwater. *American Mineralogist*, 88(11–12), 1844–1852.
- VELDE, B. 1965. Experimental determination of muscovite polymorph stabilities. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 50(3-4), 436–449.
- WARR, L.N. 2021. IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineralogical Magazine* 85, 291–320.
- MINERALOGY DATABASE. sf. Disponible en: <https://www.webmineral.com/>
- YANG, K., HUNTINGTON, J. F., CUDAHY, T. J., MASON, P., SCOTT, K. M. 2001. Spectrally mapping the compositional variation of white micas in hydrothermal systems and the application in mineral exploration. En: *IGARSS 2001. Scanning the Present and Resolving the Future. Proceedings. IEEE 2001 International Geoscience and Remote Sensing Symposium* (Cat. No. 01CH37217), Vol. 7, pp. 3294–3296.
- YANG, K., HUNTINGTON, J.F., GEMMELL, J.B. y SCOTT, K.M. 2011. Variations in composition and abundance of white mica in the hydrothermal alteration system at Hellyer, Tasmania, as revealed by infrared reflectance spectroscopy. *Journal of Geochemical Exploration*, 108(2): 143–156.

ZHOU, Y., WANG, T., FAN, F., CHEN, S., GUO, W., XING, G., SUN, J. y XIAO, F. (2022). Advances on exploration indicators of mineral VNIR-SWIR spectroscopy and chemistry: A review. *Minerals*, 12(8): 958.



# **CAPÍTULO 7: ANÁLISIS DE INCLUSIONES FLUIDAS**

## CAPÍTULO 7: ANÁLISIS DE INCLUSIONES FLUIDAS

### 7.1 Introducción

Las inclusiones fluidas son porciones de los líquidos, gases y fundidos a partir de los cuales se produjo el crecimiento de los cristales atrapadas en defectos de la estructura cristalina. Por ello, las inclusiones fluidas pueden ser usadas para reconstruir las condiciones ambientales del crecimiento cristalino, así como para caracterizar químicamente los fluidos a partir de los que se formaron los minerales que las contienen (Roedder, 1984; Goldstein y Reynolds, 1994; Van den Kerkhof y Hein, 2001).

La microtermometría de inclusiones fluidas es una técnica analítica que permite determinar variables físicoquímicas básicas de los fluidos mineralizantes de numerosas tipologías de yacimientos minerales, con aplicación directa para el modelado de los sistemas hidrotermales y la exploración minera. Entre las variables de interés que esta técnica permite determinar, las principales son: 1) la temperatura de homogeneización, que constituye la temperatura mínima de atrapamiento de las inclusiones fluidas y que, en determinadas circunstancias, equivale a la temperatura de atrapamiento, y 2) la salinidad del fluido, expresada como porcentaje (%) en peso equivalente de NaCl y, en caso de inclusiones con cristales hijos, expresada como porcentaje en peso de NaCl, KCl, MgCl<sub>2</sub>, u otros solutos. Si bien existen otros tipos de geotermómetros y geobarómetros, de tipo paragenético, de química mineral o isotópicos, la microtermometría de inclusiones fluidas tiene las ventajas de no estar sujeta a un mineral concreto o a un grupo restringido de minerales y permite la obtención de temperaturas a microescala, pudiéndose trazar temporalmente la evolución de un fluido mineralizante a escalas muy diversas. Además, es una técnica sencilla que permite caracterizar la composición en solutos de los fluidos mineralizantes, construir isotermas detalladas a escala de depósito, distrito o provincia metalogenética y estimar la posición de paleosuperficies o paleoniveles freáticos (Camprubí, 2010).

Existen numerosas clasificaciones que utilizan parámetros visuales como tamaño, forma, color e índice de refracción, así como también origen y tipo de inclusiones fluidas. Una clasificación muy utilizada es la de Nash (1976) (Figura 7.1.1), que se basa en la cantidad de fases que pueden ser reconocidas. Según esta clasificación las inclusiones fluidas se dividen en:

**Tipo I:** Líquidas con una pequeña burbuja de vapor, sin minerales hijos. El fluido original es subsaturado, rico en H<sub>2</sub>O (líquido), con valores < 26 % en peso de NaCl equivalente y homogenizan a líquido al calentarlas.

**Tipo II:** Líquidas con una gran burbuja de vapor, sin minerales hijos. El fluido original es rico en vapor y al calentarlas la burbuja se expande y homogenizan a vapor.

**Tipo III:** Polifásicas (líquido + vapor + sólidos), contienen uno o más minerales hijos. El fluido original es saturado, con valores > 26 % en peso de NaCl equivalente y contienen fases sólidas (por ejemplo, halita o silvita) a temperatura ambiente. Estas son las fases sólidas más comunes, pero pueden encontrarse otras, incluyendo sulfuros como la calcopirita e incluso óxidos como la hematita. Existen dos subtipos: (a) el fluido es subsaturado al momento del entrapamiento y al calentarlas desaparece primero la sal y luego la burbuja y (b) el fluido es saturado al momento del entrapamiento y al calentarlas desaparece primero la burbuja y luego la sal.

**Tipo IV:** Dos líquidos, sin minerales hijos. Son inclusiones con CO<sub>2</sub> que típicamente presentan doble burbuja ya que incluyen un líquido rico en H<sub>2</sub>O y otro rico en CO<sub>2</sub>, vapor + CO<sub>2</sub> gaseoso y fases sólidas.

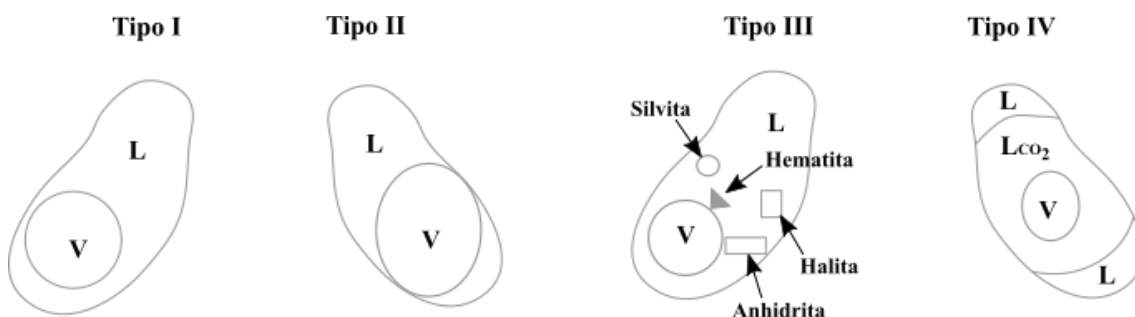


Figura 7.1. 1. Esquemas de clasificación de inclusiones fluidas basados en las fases observadas a temperatura ambiente (Nash, 1976).

Otra clasificación utilizada hace referencia al origen de la inclusión (Roedder, 1984). Se consideran inclusiones **primarias** a aquellas atrapadas durante el proceso normal de crecimiento del cristal hospedante, inclusiones **secundarias** a aquellas atrapadas en cualquier momento después del crecimiento del cristal hospedante y **pseudosecundarias** a las que se forman en microfracturas durante el crecimiento del mineral hospedante (Figura 7.1.2).

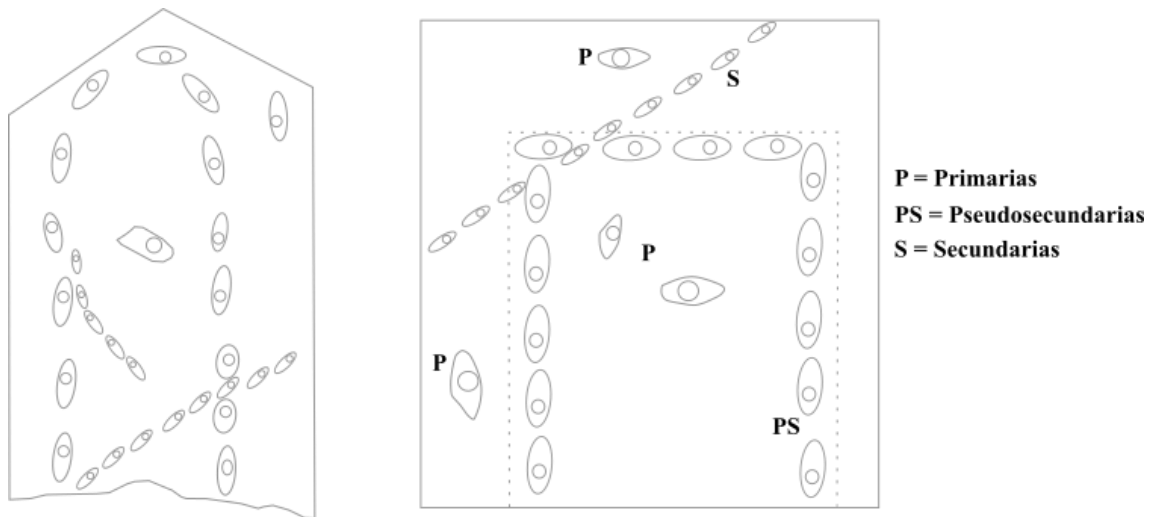


Figura 7.1. 2. Clasificación de las inclusiones fluidas de acuerdo con su origen (Roedder, 1984).

## 7.2 Petrografía de las inclusiones fluidas de Chinguillos Oeste

Las inclusiones fluidas analizadas provienen de una veta de cuarzo con sulfuros (arsenopirita  $\pm$  pirita  $\pm$  covelina). En los granos de cuarzo homogéneo y subhedrales se reconocen abundantes asociaciones de inclusiones fluidas Tipo I (Figuras 7.2.1 a y 7.2.1 b), mayormente pseudosecundarias, de formas regulares a ovoides y, en menor proporción, tabulares. Asimismo, se observan grupos de inclusiones dispuestos en planos bien definidos y alineados según direcciones preferenciales, los cuales corresponden a microfracturas selladas y, por lo tanto, a inclusiones secundarias (Figuras 7.2.1 c y 7.2.1 d). Estas inclusiones secundarias presentan morfologías irregulares a ovoides, y en algunos casos muestran evidencias de procesos de *necking-down* (Figuras 7.2.1 e y 7.2.1 f).

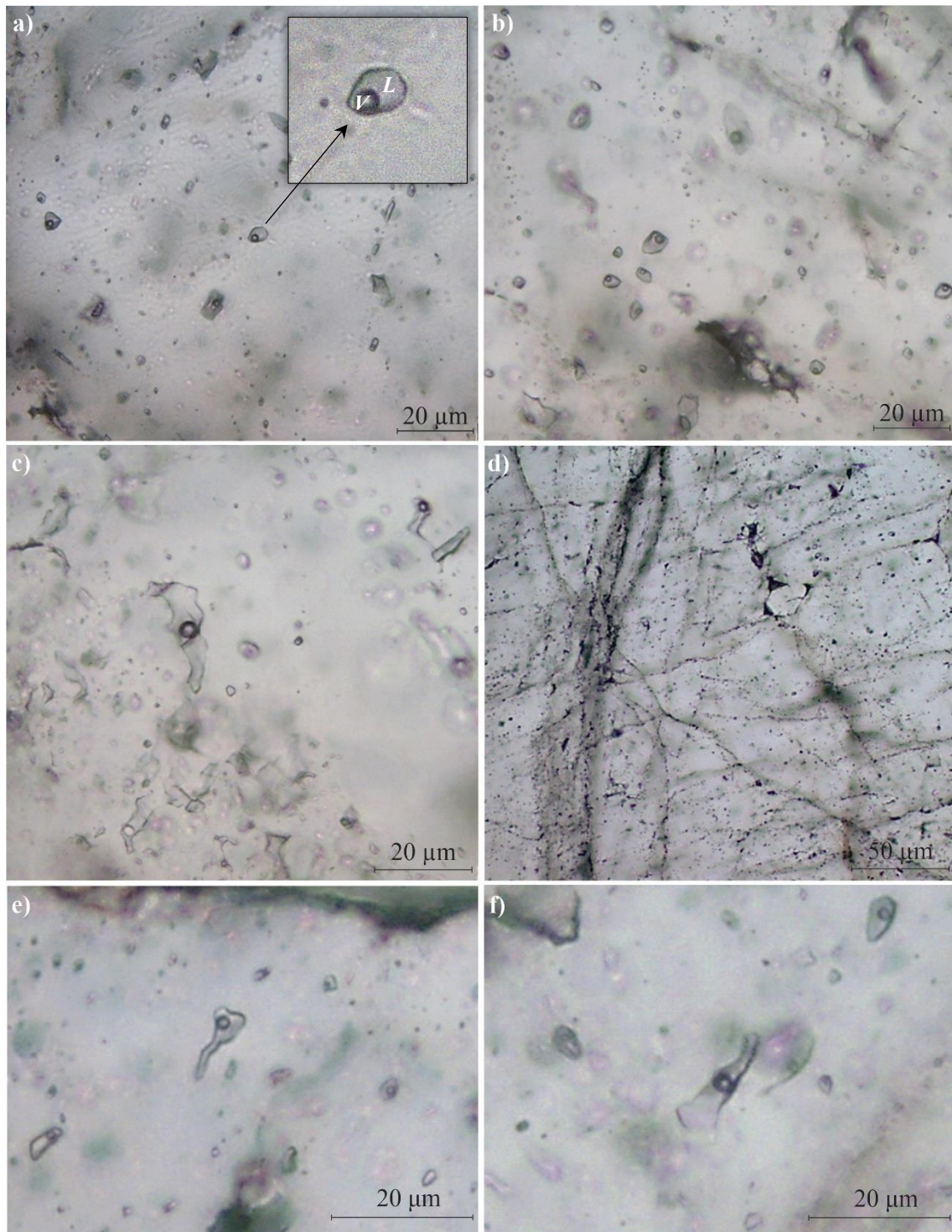


Figura 7.2. 1. a) Asociaciones de inclusiones fluidas pseudosecundarias de morfologías regulares, ovoides y en menor medida tabulares. Arriba a la derecha, detalle de las IF de Tipo I, bifásicas, ricas en líquido. b) Asociaciones de inclusiones fluidas pseudosecundarias de morfologías regulares y ovoides. c) Inclusiones secundarias con morfologías irregulares. d) Inclusiones secundarias alineadas según trenes preferenciales. e y f) Inclusiones fluidas con fenómeno de “necking-down”.

## 7.3 Microtermometría

### 7.3.1 Metodología

Se realizaron mediciones microtermométricas en inclusiones fluidas correspondientes a las vetas de cuarzo polimetálicas (arsenopirita  $\pm$  pirita  $\pm$  covelina) de Chinguillos Oeste. No fue posible llevar a cabo estudios de inclusiones fluidas en las vetas de Sb-Au de Chinguillos Este, ya que no se detectaron en las secciones bipulidas preparadas para tal propósito.

Los estudios termométricos de las inclusiones fluidas se llevaron a cabo en el IGeBA (Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires). Para ello se utilizó una platina de enfriamiento-calentamiento Linkam TMHS 600 con un rango de operación de  $-180$  a  $+600$  °C, equipada con un sistema de enfriamiento por nitrógeno líquido y una resistencia para calentamiento, instalada en un microscopio petrográfico marca Leica DMLP. Para las mediciones microtermométricas se seleccionaron las inclusiones fluidas que no presentaran evidencias de escape de fluidos, estrangulamiento o decrepitación. Luego de las primeras lecturas se estableció una temperatura de  $-80$  °C para alcanzar el sobrecongelamiento (descartando la presencia de  $\text{CO}_2$ ), y una máxima de  $300$  °C para conseguir la homogenización de las fases. De este modo, se procedió a la obtención de las temperaturas de homogenización ( $T_h$ ), temperaturas del eutéctico ( $T_e$ ) y las temperaturas de fusión final ( $T_m$ ). Para clasificar las inclusiones fluidas se siguieron los criterios genéticos de Roedder (1984) (Primarias-P, Pseudo-secundarias-PS y Secundarias-S) y los de Nash (1976), basados en la composición de la IF a temperatura ambiente.

La salinidad de las inclusiones fluidas se calculó usando HOKIEFLINCS\_H<sub>2</sub>O-NACL (Steele-MacInnis *et al.*, 2012), una hoja de cálculo de *Microsoft Excel* para interpretar datos microtermométricos de inclusiones fluidas basados en las propiedades PVTX de H<sub>2</sub>O-NaCl. Las inclusiones han sido clasificadas en subtipos según los criterios petrográficos, tales como el tamaño de la burbuja, el contenido de las fases sólidas y las relaciones entre las distintas asociaciones de inclusiones fluidas.

### 7.3.2 Resultados

Todas las inclusiones medidas son de Tipo I, pseudosecundarias, bifásicas (líquido + vapor), ricas en líquido y con burbujas que ocupan entre el 20 % y el 30 % del volumen (Figura 7.3.1 a). Se midieron temperaturas de comienzo de fusión o eutéctica ( $T_e$ )

variables, entre -33 y -21 °C. Comparando estas temperaturas con la  $T_e$  del sistema  $H_2O-NaCl$  ( $T_e = -20,8$  °C), se deduce que en este sistema podrían encontrarse otras sales disueltas como, por ejemplo:  $CaCl_2$ ,  $KCl$ ,  $MgCl$ , o  $FeCl_2$ . Las pseudosecundarias, homogeneizaron a fase líquida a temperaturas comprendidas entre los 97 y 212 °C, con una moda de  $\sim 154$  °C (Figura 7.3.1). Por otro lado, utilizando los valores de las temperaturas de homogeneización y de la fusión final ( $T_m$ ), se determinaron salinidades en el rango de 0,70 a 8,95 % en peso de NaCl equivalente, siendo la moda 1,2 % (Figura 7.3.1), y densidades de  $\sim 0,92$ . El detalle de todas las mediciones realizadas se muestra en el Anexo (Tabla A 1).

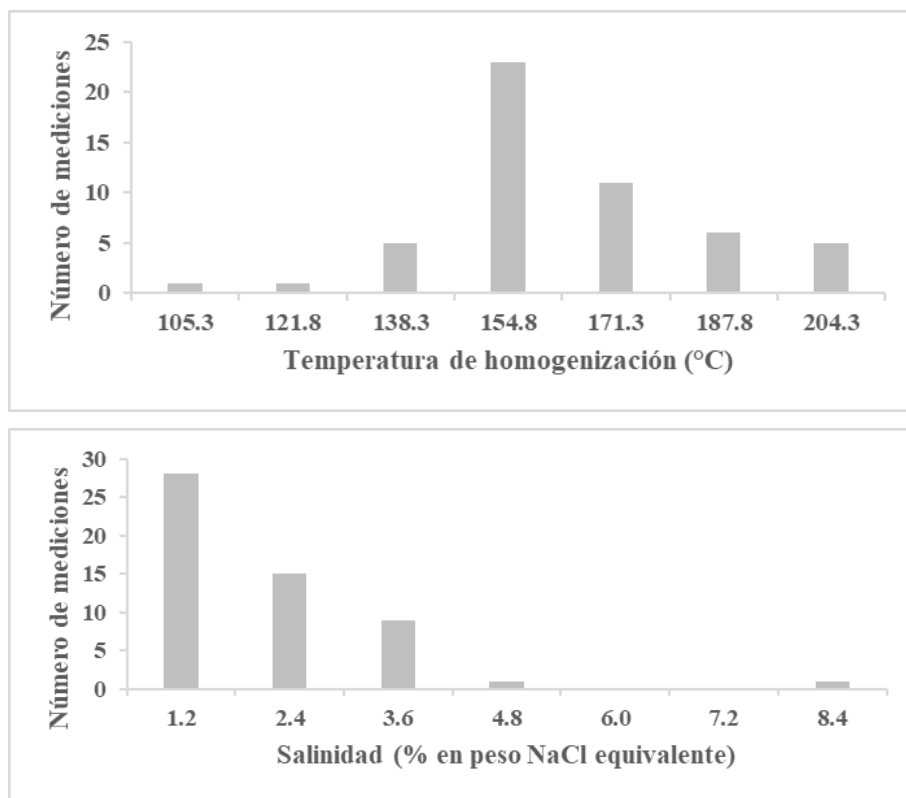


Figura 7.3. 1. Arriba: histograma de frecuencias de las temperaturas de homogeneización. Abajo: histograma de frecuencias de la salinidad calculada (porcentaje en peso de NaCl).

La Figura 7.3.2 representa la recopilación de información de  $T_h$  y salinidad de diferentes tipos de depósitos minerales y está basado en el trabajo de Roedder (1984) junto a una amplia gama de datos publicados. Las principales clases de depósitos minerales ocupan amplios campos en el espacio  $T_h$ -salinidad, que reflejan las propiedades básicas de los fluidos involucrados en su formación y están restringidos entre la curva de saturación de halita y la curva crítica para soluciones puras de NaCl

(Wilkinson, 2001). Para el caso del sistema en estudio, los datos de Th y salinidad son incluidos en el campo de los depósitos epitermales.

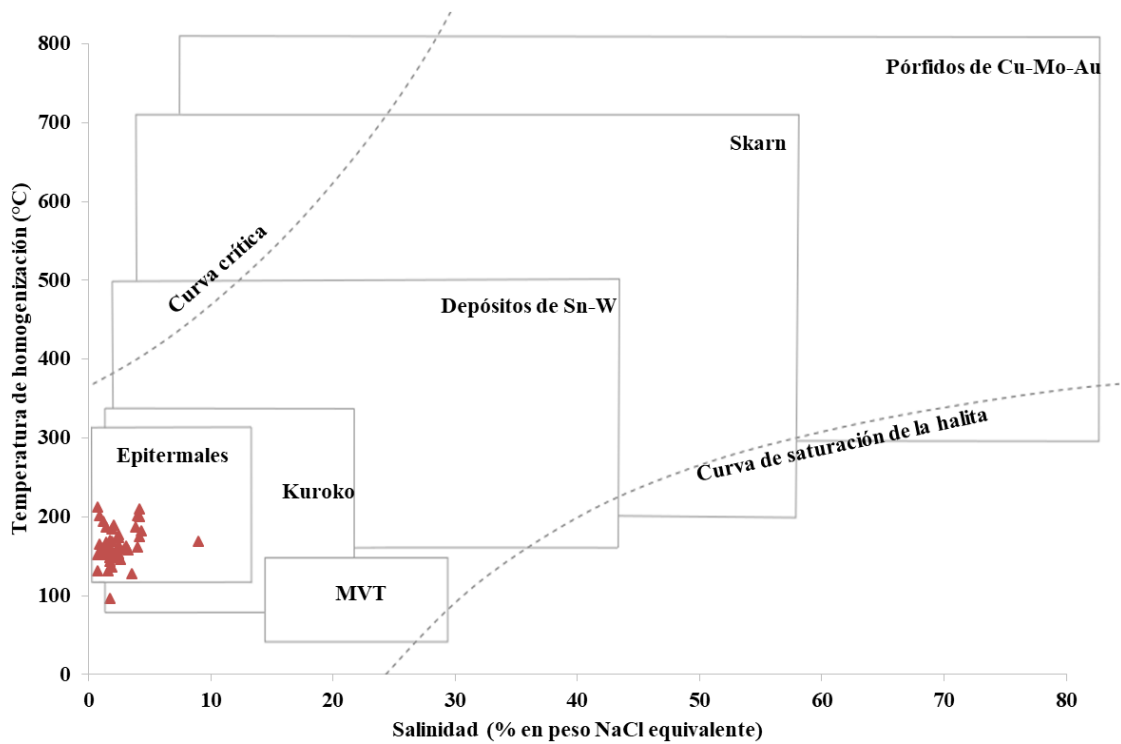


Figura 7.3. 2. Diagrama de temperatura de homogenización-salinidad que ilustra los rangos típicos para inclusiones de diferentes tipos de depósitos minerales. Los triángulos rojos indican las medidas de Th y salinidad para el sistema en estudio. Modificado de Wilkinson (2001).

Los dos procesos que suelen proporcionar las condiciones necesarias para la precipitación efectiva de minerales en un volumen limitado de roca son la ebullición, o efervescencia en sistemas ricos en volátiles, y la mezcla de fluidos. Uno de estos procesos, o ambos, se citan muy a menudo como una de las principales causas de la deposición de minerales de menas o metales en los yacimientos hidrotermales (Skinner, 1997; Wilkinson, 2001). El esquema de la Figura 7.3.3, modificado de Wilkinson (2001), permite utilizar los datos de inclusiones fluidas para identificar y restringir diferentes procesos físicos o de modificación de fluidos (ebullición, enfriamiento, dilución, mezcla de fluidos) que ocurren en la evolución de un sistema. En términos de propiedades básicas de Th y salinidad, cabe esperar que estos procesos produzcan una dispersión de datos en un gráfico bivalente Th-salinidad.

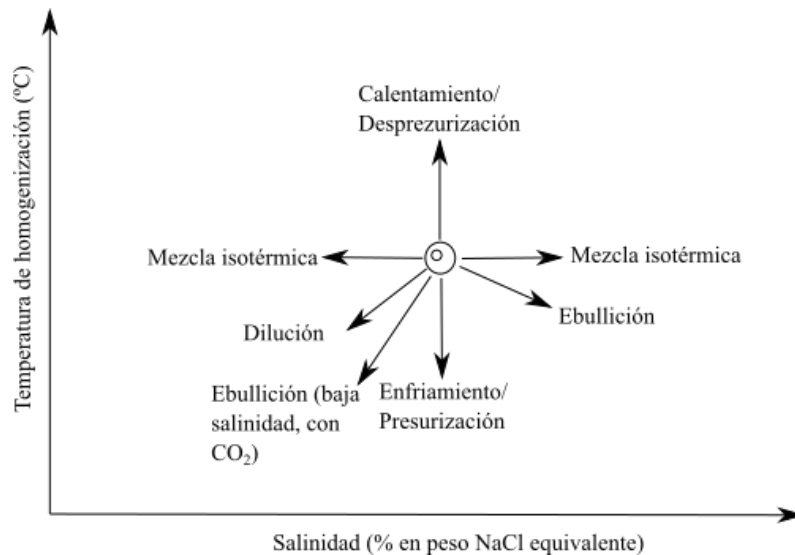


Figura 7.3. 3. Diagrama esquemático que muestra las tendencias típicas en el espacio  $T_h$  - salinidad debido a diferentes procesos de evolución de fluidos.

Mediante el gráfico de la Figura 7.3.4, que correlaciona la temperatura de fusión de hielo ( $T_m$ ), por lo tanto, la salinidad, y la temperatura de homogeneización ( $T_h$ ), es posible reconstruir la evolución fisicoquímica de los fluidos mineralizantes. En el caso de las vetas epitermales de Chinguillos Oeste, la mayor parte de los datos define una tendencia evolutiva coherente con un proceso de ebullición. Según este mecanismo, la separación de vapor implica la pérdida de  $H_2O$  y otras especies volátiles, mientras que las sales se concentran preferentemente en la fase líquida. Como resultado, el fluido residual se enriquece progresivamente en salinidad ( $T_m$  más negativas). Al mismo tiempo, la descompresión asociada a la ebullición puede generar un enfriamiento por expansión adiabática, produciendo valores de  $T_h$  moderadamente menores respecto de los fluidos pre-ebullición (Camprubí, 2010). La combinación de estos efectos se refleja en el diagrama como una trayectoria descendente en  $T_h$  acompañada por un incremento de salinidad.

Por otra parte, el conjunto de inclusiones señalado con una elipse punteada muestra salinidades más elevadas y temperaturas de homogeneización relativamente concentradas, alejándose de la tendencia principal. Esta población no refleja la evolución del fluido que experimentó ebullición, por lo que se interpreta como una generación distinta de inclusiones fluidas, atrapada bajo condiciones hidrotermales diferentes a las que registró el resto del conjunto.

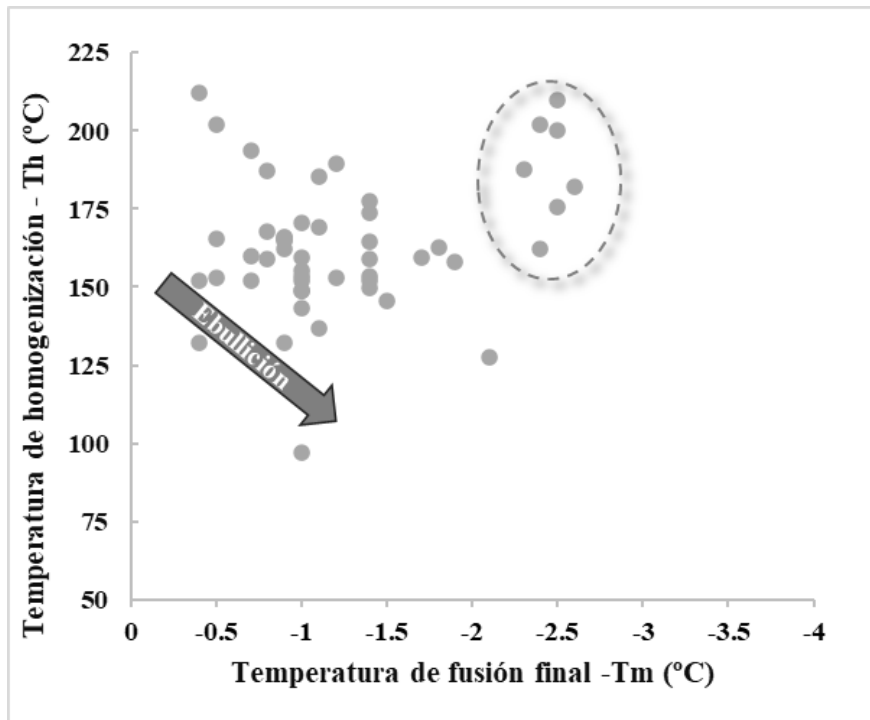


Figura 7.3. 4. Correlación entre la temperatura de fusión de hielo ( $T_m$ ) y la temperatura de homogeneización ( $T_h$ ) de inclusiones fluidas individuales de las vetas epitermales de Chinguillos Oeste. La distribución de los datos refleja un proceso principal de ebullición y la presencia de un grupo aislado de inclusiones que sugiere una generación distinta de fluidos.

#### 7.4 Síntesis interpretativa

El análisis de las inclusiones fluidas de las vetas de cuarzo polimetálicas de Chinguillos Oeste permitió caracterizar los fluidos mineralizantes y reconstruir de manera preliminar su evolución. Todas las inclusiones correspondieron al Tipo I (bifásicas líquido + vapor), mayormente ricas en líquido, con modas de  $T_h$  y salinidad de 154 °C y 1,2 wt. % NaCl eq., respectivamente. Estas características, junto con la baja densidad promedio ( $\sim 0,92 \text{ g/cm}^3$ ), son consistentes con fluidos típicos de sistemas epitermales, los cuales se desarrollan a partir de soluciones hidrotermales de baja salinidad que han circulado a distintas profundidades dentro del régimen frágil de la corteza y pueden interactuar con fluidos meteóricos.

La distribución conjunta de  $T_m$  y  $T_h$  revela que la evolución del fluido estuvo controlada principalmente por procesos de separación de fases. A medida que el sistema experimentó descompresión, parte del fluido se transformó en vapor, generando una fase líquida que retuvo la mayor parte de las sales. Este mecanismo explica el aumento progresivo de salinidad registrado por la mayoría de las inclusiones y es coherente con la

generación de salmueras más densas durante episodios de ebullición. La variación moderada de Th dentro del conjunto principal sugiere que estos cambios composicionales ocurrieron sin fluctuaciones térmicas abruptas, en concordancia con la evolución gradual prevista para sistemas epitermales poco profundos.

Adicionalmente, se reconoce un grupo menor de inclusiones con salinidades más elevadas y temperaturas de homogeneización restringidas, que no prolongan el patrón definido por el resto del conjunto. Esta agrupación sugiere el atrapamiento de una generación distinta de fluidos, registrada en un episodio hidrotermal independiente o bajo condiciones físico-químicas diferentes a las que dominan la población principal.

En síntesis, los fluidos mineralizantes de Chinguillos Oeste corresponden a soluciones epitermales de baja salinidad cuya evolución estuvo marcada por procesos de ebullición y por la superposición de al menos una generación adicional de inclusiones fluidas, reflejando la complejidad del sistema hidrotermal durante la formación de las vetas polimetálicas.

## 7.5 Bibliografía

- CAMPRUBÍ, A. 2010. Criterios para la exploración minera mediante microtermometría de inclusiones fluidas. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62(1): 25–42.
- GOLDSTEIN, R. y REYNOLD, J. 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. *SEPM Short Course*, 31. *Society of Sedimentary Geology*, 188 p.
- NASH, J.T. 1976. Fluid-inclusion petrology: data from porphyry copper deposits and applications to exploration. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 907.
- ROEDDER, E. 1984. Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*, 12: 644 p.
- SKINNER, B.J. 1997. Hydrothermal mineral deposits: what we do and don't know. En: BARNES, H.L. (Ed.). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* (3ra ed.). Wiley, Nueva York, pp. 1–29.
- STEELE-MACINNIS, M., LECUMBERRI-SANCHEZ, P., BODNAR, R.J. 2012. HokieFlincs\_H<sub>2</sub>O-NaCl: a Microsoft Excel spreadsheet for interpreting microthermometric data from fluid inclusions based on the PVTX properties of H<sub>2</sub>O-NaCl. *Computers & Geosciences*, 49: 334–337.
- VAN DEN KERKHOF, A.M. y HEIN, U.F. 2001. Fluid inclusion petrography. *Lithos*, 55: 27-47.

WILKINSON, J.J. 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55: 229-272.



# **CAPÍTULO 8: ANÁLISIS CINEMÁTICO – ESTRUCTURAL**

## CAPÍTULO 8: ANÁLISIS CINEMÁTICO-ESTRUCTURAL

### 8.1 Introducción

La evaluación de los controles estructurales de los depósitos hidrotermales es una herramienta crítica para la exploración (Richards y Tosdal, 2001; Chauvet, 2019; Oriolo *et al.*, 2024). La geología estructural y el marco tectónico de los yacimientos hidrotermales son fundamentales para comprender su génesis. El fuerte control estructural sobre la mineralización es uno de los rasgos definitorios de este tipo de depósitos y surge porque las permeabilidades de las rocas de la corteza son demasiado bajas para permitir la formación de yacimientos hidrotermales en escalas de tiempo reales, a menos que las rocas se deformen. No obstante, en algunos sistemas como los de alta sulfuración, ciertas litologías (e.g., rocas piroclásticas poco soldadas) pueden presentar permeabilidades primarias suficientemente altas como para permitir la circulación de fluidos, incluso en ausencia de estructuras mayores. El análisis sistemático de la geometría, la cinemática y la dinámica de la deformación de las estructuras que controlan los yacimientos permite comprenderlos mejor (Blenkinsop *et al.*, 2020). El estilo estructural, que resulta principalmente de la combinación de la evolución estructural, el flujo de fluidos y la reología de la roca, desempeña un rol importante para la distribución espacial de los minerales de mena. Por ejemplo, si a lo largo de una zona de cizalla frágil-dúctil, circulan fluidos con una determinada cantidad de metales, la mineralización resultante será muy variable en función del estilo estructural (Oriolo *et al.*, 2024). Tanto a escala regional como local, los entornos favorables para los yacimientos de oro son una combinación de factores tectónicos, estructurales, químicos y litológicos. En otras palabras, un único yacimiento de oro suele formarse en múltiples etapas, con una evolución estructural compleja y mediante la acción de diferentes procesos geológicos (Vearncombe y Zelic, 2015).

### 8.2 Metodología

#### 8.2.1 Relevamiento geológico-estructural

Para describir y comprender los procesos involucrados en la formación de los depósitos Chinguillos Oeste y Chinguillos Este, como así también su geometría, se realizaron tres perfiles estructurales: AA' de ca. 400 m, BB' de ca. 800 m y CC' de ca. 100 m (Figuras 8.2.1 y 8.2.2). Los mismos se llevaron a cabo a partir de tres etapas de

trabajo: 1) elección de la orientación y longitud de los perfiles a partir de la interpretación de imágenes satelitales, 2) control de campo y mapeo geológico, 3) relevamiento detallado de estructuras. En esta última etapa se midieron los planos de estratificación ( $S_0$ ), la foliación tectónica principal ( $S_1$ ) y el clivaje de plano axial ( $S_2$ ), junto con las lineaciones minerales y de estiramiento ( $L_1$ ), ejes de pliegues ( $E_1$ ), y las zonas de cizalla (ZC) asociadas a las mineralizaciones.

El ploteo de las mediciones estructurales se realizó utilizando Stereonet v.11 (Allmendinger *et al.*, 2012; Cardozo y Allmendinger, 2013). A partir de estos datos se elaboraron diagramas de rosetas y de densidad de polos no solo para las vetas mineralizadas, sino también para las fábricas planares ( $S_0$ ,  $S_1$ ,  $S_2$ ) y lineales ( $L_1$ ), lo que permitió identificar sus orientaciones predominantes, sus variaciones espaciales, delimitar dominios estructurales y analizar las relaciones geométricas entre ellas.



Figura 8.2. 1. La línea punteada roja indica la traza del perfil AA', correspondiente a Chinguillos Este. Los puntos blancos pertenecen a los sitios de medición.

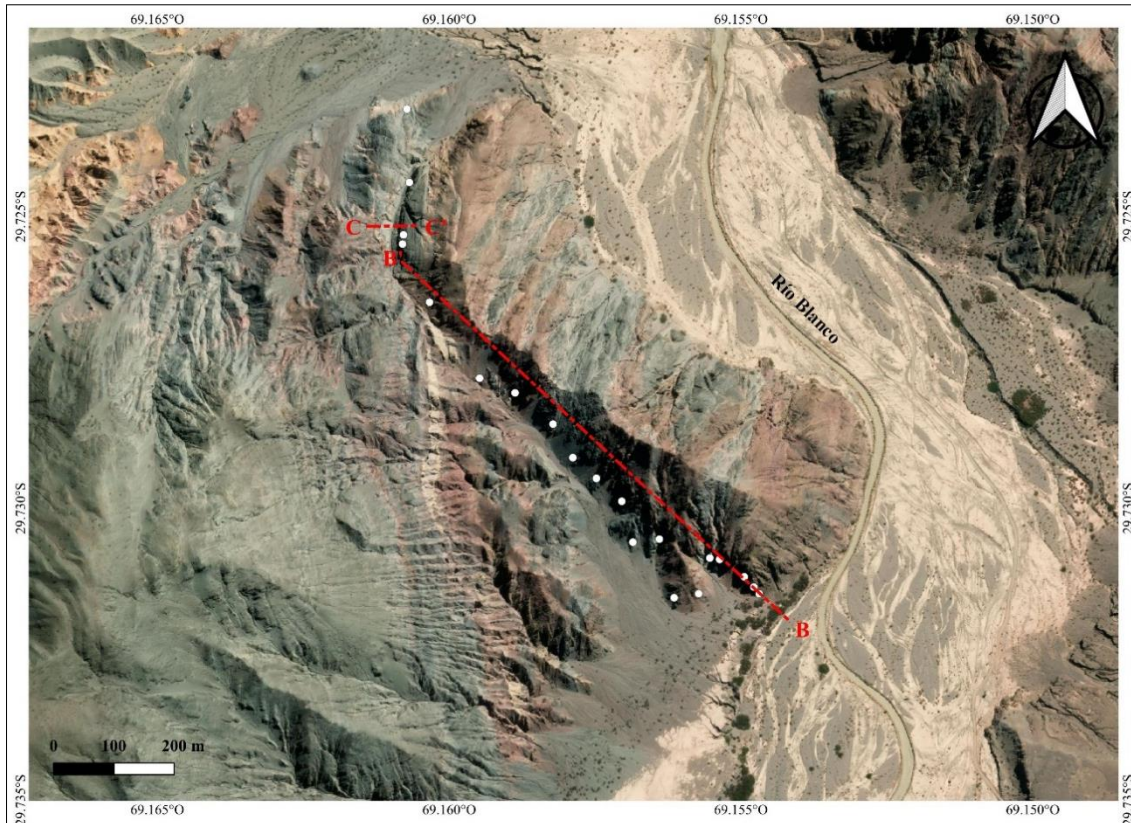


Figura 8.2. 2. Las líneas punteadas rojas indican las trazas de los perfiles BB' y CC', correspondientes a Chinguillos Oeste. Los puntos blancos pertenecen a los sitios de medición.

### 8.2.2 Análisis cinemático

Con el fin de determinar la orientación de los ejes principales de deformación interna ( $\lambda_1$ ,  $\lambda_2$  y  $\lambda_3$ ) obtenidos a partir de las concentraciones máximas de ejes de extensión (T) y de acortamiento (P), se tomaron medidas de un número de zonas de cizalla frágil-dúctil, utilizando indicadores cinemáticos tales como estrías, estructuras tensionales T (i.e., vetas y vetillas), y estructuras R, siguiendo la metodología de Japas *et al.* (2013). En su mayoría, los datos fueron tomados en la labor de mayor extensión que corresponde a una galería de explotación de aproximadamente 100 metros del sector Chinguillos Este. Sin embargo, también se midieron las vetas mineralizadas en otros puntos y socavones. Para el caso de Chinguillos Oeste se midieron todas las vetas polimetálicas que poseían un espesor mayor a 50 cm a lo largo del perfil estructural realizado. Los datos fueron analizados con el programa FaultKinWin® (Marrett y Allmendinger, 1990) (Figura 8.2.3). Una vez calculado los ejes de los elipsoides, se utilizó el criterio de los diedros rectos desarrollado por Angelier y Mechler (1977) para interpretar gráficamente la cinemática predominante en cada punto de medición (Figura 8.2.4).

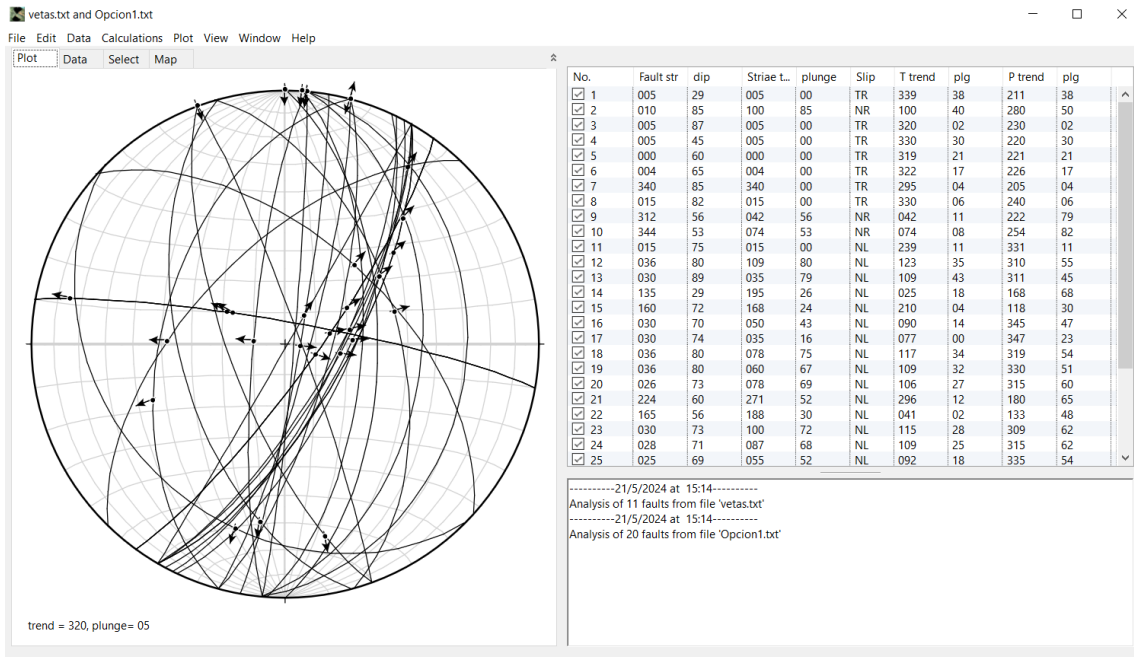


Figura 8.2. 3. Análisis de datos de zonas de cizalla frágil-dúctil con programa FaultKinWin® (Marrett y Allmendinger, 1990).

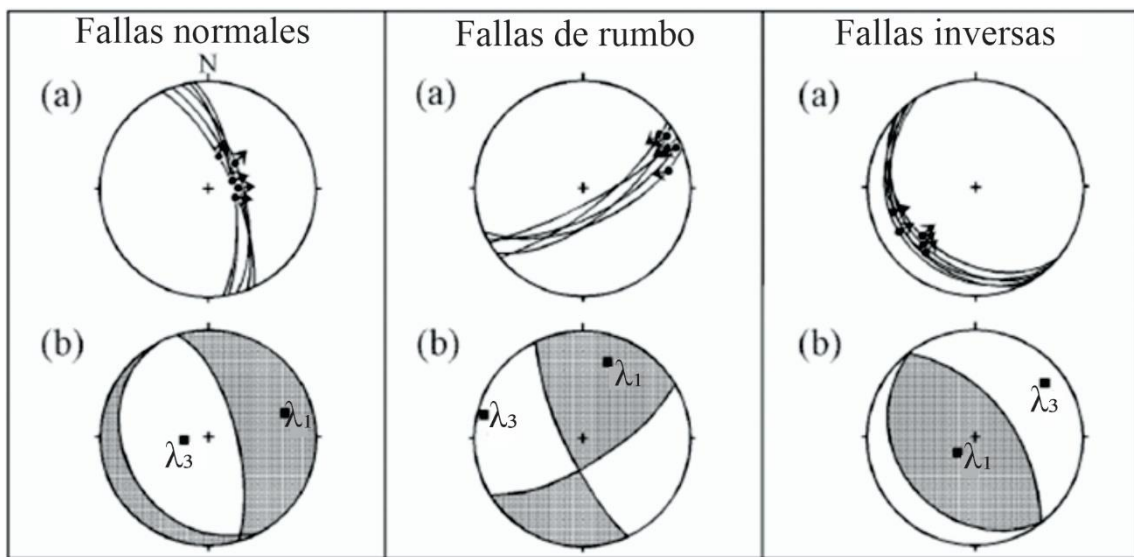


Figura 8.2. 4. Método de los diedros rectos desarrollado por Angelier y Mechler (1977). a) Ploteo de los distintos tipos de fallas en la Red de Schmidt. Las flechas indican el sentido del movimiento de los bloques colgantes. b) Diedros correspondientes a las fallas de a. En blanco el diedro de acortamiento, con su respectivo eje (P); en gris diedro de extensión con su respectivo eje (T).

### 8.3 Chinguillos Este

#### Perfil AA' – Chinguillos Este

El perfil estructural AA', de 400 m de longitud y orientación E-O, expone una sucesión metasedimentaria correspondiente al Grupo Chinguillos (Devónico), compuesta

por la alternancia rítmica de metapelitas y metareniscas. Estas rocas han sido afectadas por un metamorfismo regional de bajo grado, lo cual se evidencia por la presencia y orientación preferencial de filosilicatos, principalmente moscovita, que se distribuyen tanto en las capas pelíticas como en las psamíticas. La recrystalización y alineamiento de estos minerales constituyen la fábrica metamórfica principal del área, asociada a la foliación  $S_1$  (Figura 8.3.1).

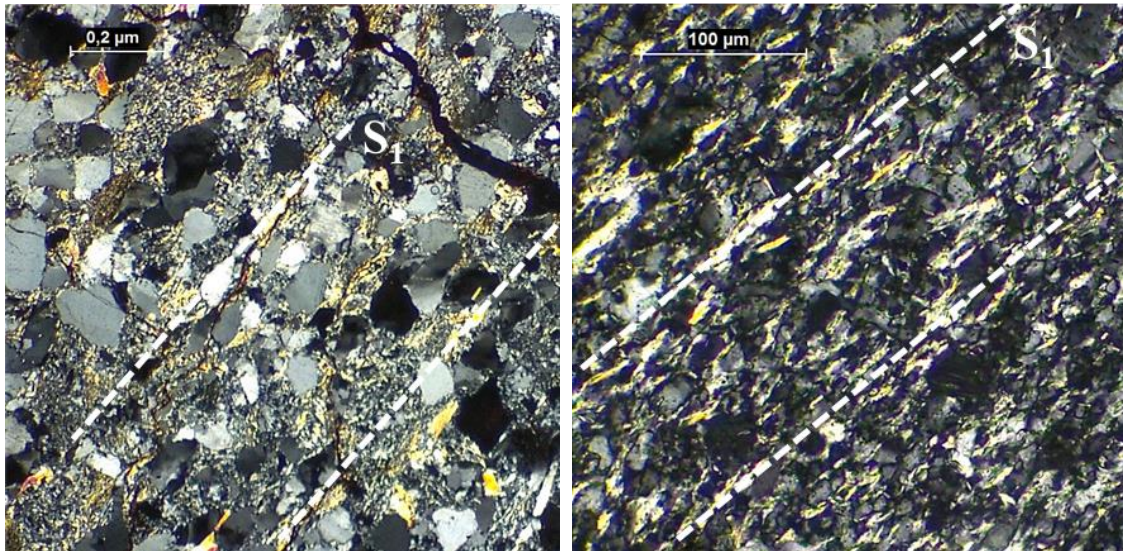


Figura 8.3. 1. Microfotografías de metarenisca (izquierda) y metapelita (derecha) que muestran la foliación metamórfica penetrativa  $S_1$ , definida por la orientación preferencial de filosilicatos, principalmente moscovita. Esta fábrica planar es paralela a la estratificación original ( $S_0$ ).

La fábrica  $S_0$  representa la estratificación sedimentaria original de las unidades metasedimentarias y se identifica por cambios composicionales rítmicos y contactos netos entre capas pelíticas (más finas) y psamíticas (más gruesas). Es una fábrica claramente macroscópica (escala de afloramiento a perfil), continua a lo largo del perfil AA' y constituye la superficie de referencia para la interpretación estructural posterior. Presenta buzamientos moderados a altos hacia el este o hacia el oeste, dependiendo de la posición dentro de los flancos de los pliegues.

Sobre la estratificación  $S_0$  se desarrolla una fábrica planar metamórfica penetrativa ( $S_1$ ), generada durante la fase principal de deformación. Esta foliación está definida por la recrystalización y orientación preferencial de filosilicatos, principalmente moscovita, y se observa tanto en metapelitas como en metareniscas. Asociada a esta superficie, se reconoce una lineación ( $L_1$ ) que se dispone de manera subparalela a la dirección de máxima inclinación de la foliación, tornándose algo oblicua de manera más puntual. La relación geométrica general donde  $S_1$  es paralela a  $S_0$  indica que la deformación se

produjo bajo condiciones de bajo grado y sin una transposición significativa de la estratificación original.

Estas unidades se encuentran fuertemente plegadas, conformando una sucesión de antiformal y sinformas que corresponden a la fase principal de plegamiento ( $F_1$ ). De acuerdo con la escala de pliegues propuesta por Ramsay (1967), la dimensión espacial y la longitud de onda de estas estructuras permiten clasificarlas como mesoplegues, ya que pueden observarse y medirse a escala de afloramiento (decenas de centímetros a varios metros). Según la posición del plano y del eje axial, la mayoría de estos pliegues  $F_1$  se clasifican como inclinados buzantes hacia el oeste, aunque también se observan pliegues verticales cuyos ejes presentan un cabeceo (*plunge*) suave de  $5^\circ$  a  $20^\circ$  (Figura 8.3.2). Teniendo en cuenta la apertura de su ángulo de interlimbo, todos los pliegues de este perfil se clasifican como cerrados, y según su simetría respecto al plano axial, como asimétricos. De forma local, se observa un clivaje de plano axial ( $S_2$ ) asociado al desarrollo de los pliegues  $F_1$ . Asimismo, los pliegues kink, desarrollados principalmente en las rocas pelíticas, presentan una orientación similar a la de los pliegues mayores, por lo que se interpretan como estructuras de menor escala generadas durante la misma fase  $F_1$  (Figura 8.3.3).

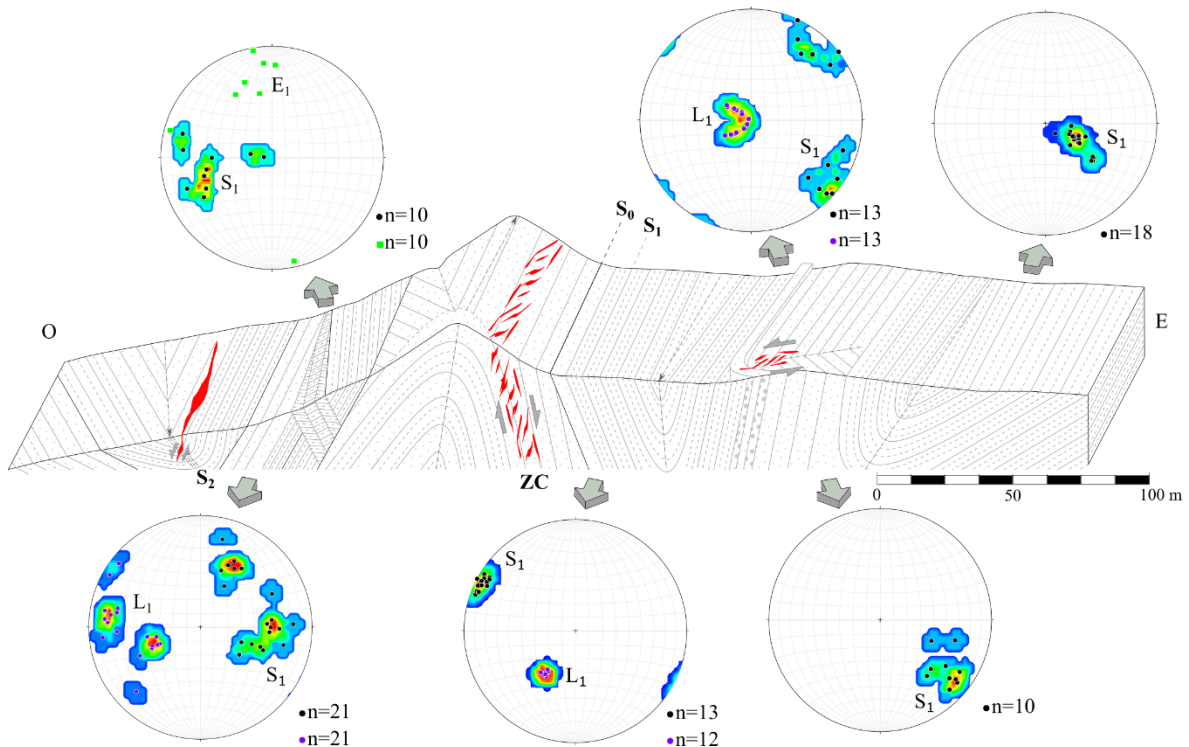


Figura 8.3. 2. Perfil estructural E-O con los datos estereográficos correspondientes a las mediciones de los planos de clivaje ( $S_1$ ) identificados con puntos negros. Las lineaciones ( $L_1$ ) medidas están marcadas con puntos morados, mientras que los ejes de los pliegues kink ( $E_1$ ) están

representados por cuadrados verdes. Las vetas mineralizadas están asociadas mayormente a las metareniscas.



Figura 8.3. 3. Pliegues kink asimétricos, de escala centimétrica, desarrollados en las unidades metapelíticas.

Las estructuras mineralizadas ( $Sb \pm Au$ ) de Chinguillos Este, tal como muestra el diagrama de rosetas ( $n = 40$ ) de la Figura 8.3.4, tienen una orientación predominantemente NE-SO a NNE-SSO y podrían considerarse como principales. Las vetas con orientación NNO-SSE, que ocupan el segundo lugar en cantidad, se desarrollarían como vetas subordinadas. El análisis estereográfico revela una fuerte correlación geométrica entre las zonas de cizalla y las vetas mineralizadas (Figura 8.3.5). Ambos sistemas estructurales presentan una orientación preferencial con rumbo NNE-SSO y buzamiento subvertical hacia el ESE.

La coincidencia de los máximos de densidad de polos sugiere un fuerte control estructural, donde la mineralización se ha emplazado aprovechando las zonas de cizalla. La mayor dispersión en los polos de las vetas respecto a las cizallas indica probable relleno de estructuras secundarias (red de fracturas) asociadas al sistema principal.

Es importante destacar que las vetas en Chinguillos Este, se desarrollan exclusivamente en los estratos de metareniscas, lo que indica un fuerte control litológico sobre su disposición. Además, su distribución espacial está ligada a la geometría de los pliegues, desarrollándose principalmente en las charnelas, pero también en los flancos, siguiendo la orientación de los estratos.

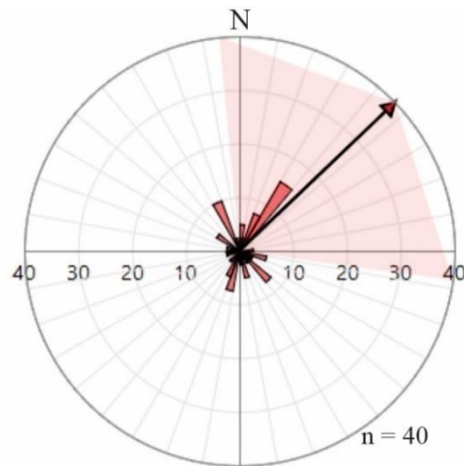


Figura 8.3. 4. Diagrama de rosetas de las vetas mineralizadas medidas en Chinguillos Este. La flecha indica el vector principal con orientación NE, donde  $N=40$ .

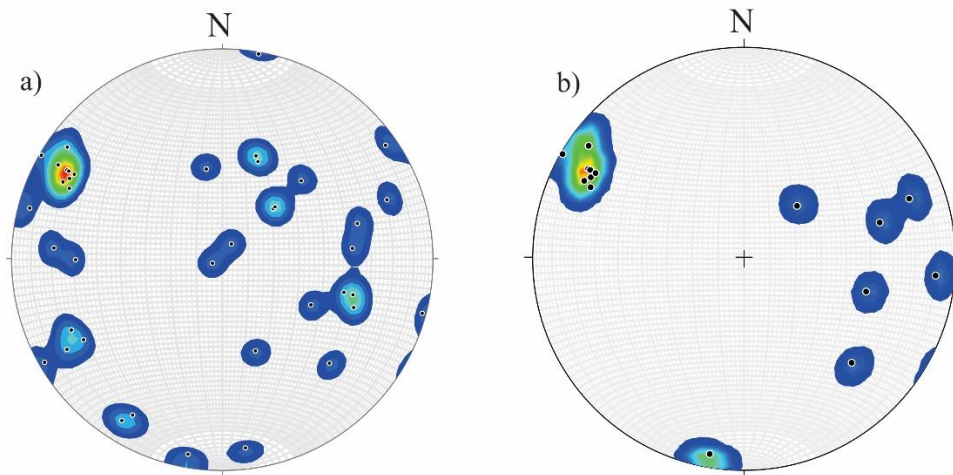


Figura 8.3. 5. Estereogramas de densidad de polos (proyección equi-areal, hemisferio inferior) comparando las estructuras del área de estudio. a) Polos de vetas mineralizadas, b) polos de zonas de cizalla. La coincidencia en los máximos de densidad revela un fuerte control estructural: ambas estructuras son subverticales y comparten una orientación preferencial de rumbo NNE-SSO con buzamiento hacia el ESE. La mayor dispersión de los polos de las vetas (a) sugiere el relleno de una red de fracturas asociada a la zona de cizalla principal.

Numerosos tipos de estructuras o indicadores cinemáticos en planos de fallas y en las vetas mineralizadas principales y sus conjugadas (Figuras 8.3.6 y 8.3.7), fueron medidos para determinar la dirección y el sentido del movimiento mediante el cálculo de la estría teórica; las estructuras que fueron utilizadas para inferir estos parámetros son: el crecimiento de fibras minerales o *slickenfibers*, estructuras tipo *stepover* o *jog* extensionales, vetas en *échelon*, estrías, estructuras tipo S-C, fracturas de tipo tensionales (T) y de Riedel (R).

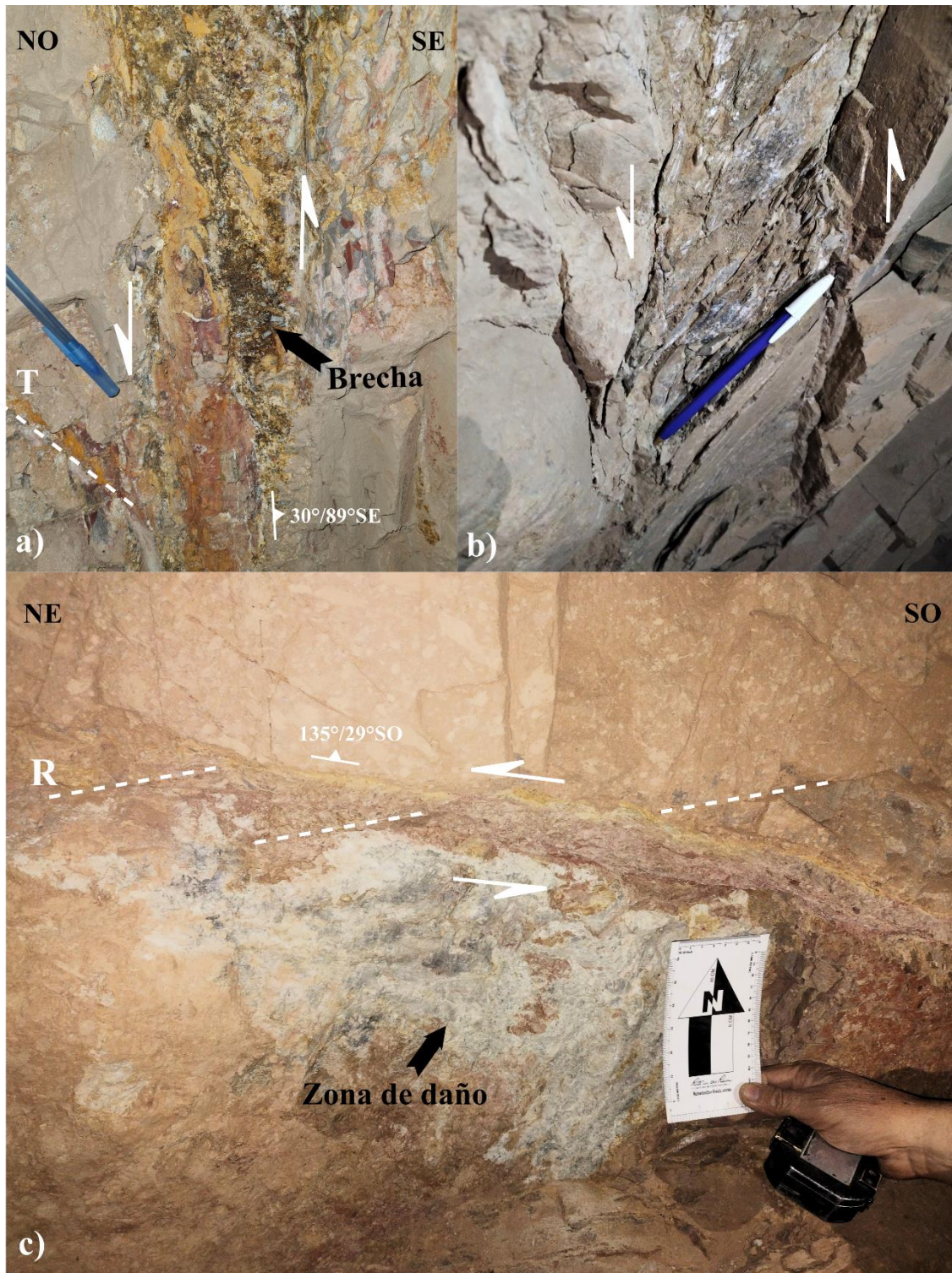


Figura 8.3. 6. Indicadores cinemáticos medidos en estructuras mineralizadas emplazadas en areniscas: a) brecha mineralizada asociada a estructura tensional (T), b) estrias correspondientes a fibras minerales o slickensides, c) zona de daño caracterizada por intensa fracturación y mayor permeabilidad respecto a la roca encajante. asociada a veta mineralizada y estructuras riedel (R).

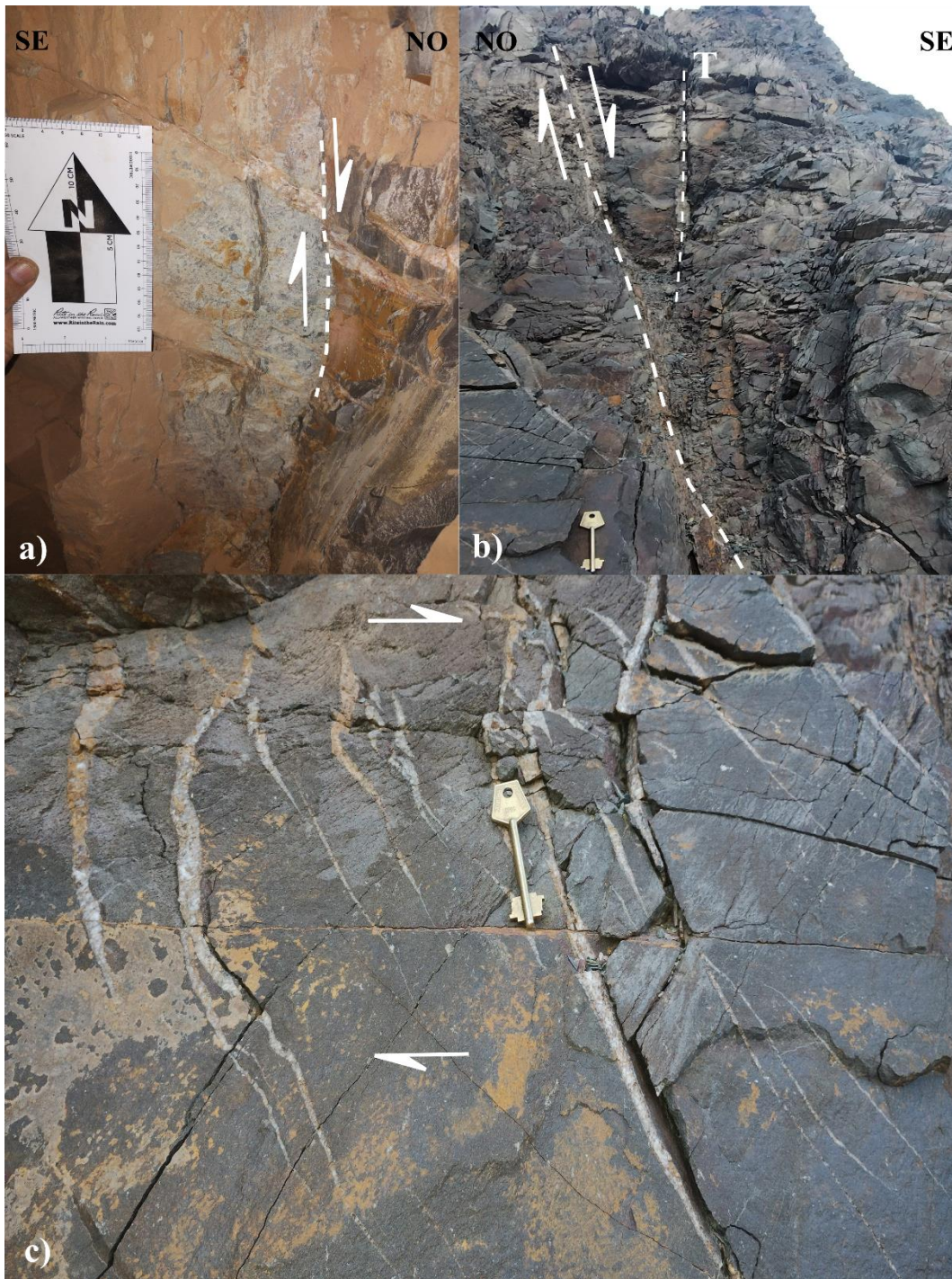


Figura 8.3. 7. Indicadores cinemáticos medidos en estructuras mineralizadas: a) falla mineralizada, b) estructura T mineralizada, c) vetillas en échelon.

Los datos estructurales vinculados a las vetas mineralizadas fueron procesados en FaultKinWin®, lo que permitió representar gráficamente la cinemática en este sector. El análisis conjunto refleja un régimen transtensional general. Sin embargo, la dispersión de los ejes de acortamiento (P, en azul) y de extensión (T, en rojo) evidencia la coexistencia de distintos grupos de estructuras con comportamientos cinemáticos contrastantes (Figura

8.3.8). A partir de este criterio, se identificaron tres poblaciones principales (Figura 8.3.9): a) estructuras principales de rumbo NNE-SSO, que buzanan al SE, poseen cinemática normal con una componente sinistral subordinada y una dirección de extensión aproximadamente E-O; b) estructuras de rumbo NNO-SSE, buzantes al O-SO, que poseen una componente de extensión predominante y dirección de extensión NE-SO; c) estructuras de rumbo ONO-ESE buzantes al NE con cinemática normal-sinistral y dirección de extensión NNO-SSE, asociadas a un pliegue de orientación diferente a la regional, que se interpreta como un pliegue local posiblemente vinculado a la zona de cizalla, y que estaría relacionado con los mayores contenidos de Au. En términos generales, las estructuras mineralizadas poseen espesores que varían desde unos pocos centímetros hasta casi un metro y pueden alcanzar longitudes de varios metros a lo largo del rumbo.

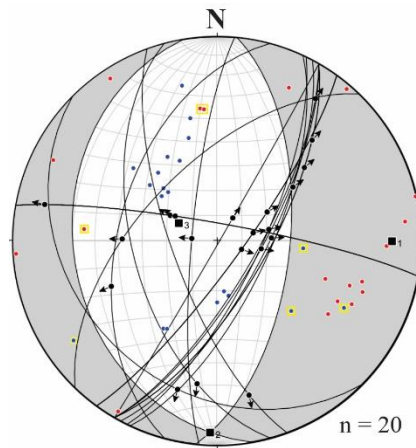


Figura 8.3. 8. Cinemática global de las estructuras mineralizadas principales y sus conjugadas de Chinguillos Este.

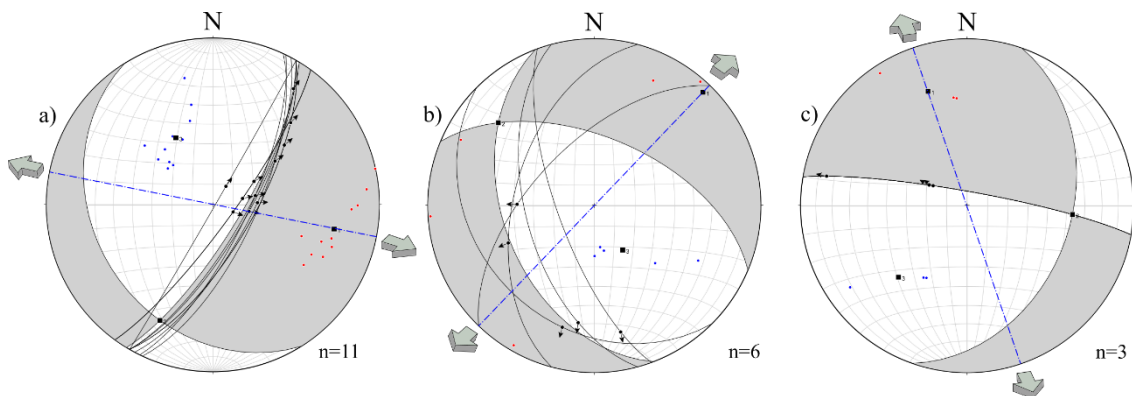


Figura 8.3. 9. Representación de la cinemática para cada grupo de vetas en el sector de Chinguillos Este.

## 8.4 Chinguillos Oeste

### *Perfil BB' – Chinguillos Oeste*

El perfil BB', realizado en Chinguillos Oeste, presenta las mismas características litológicas y estructurales que el perfil AA' ubicado en Chinguillos Este. En este caso, la secuencia metasedimentaria conformada por la alternancia de areniscas y lutitas marinas con bajo grado de metamorfismo, fue asignada a la Formación Río Blanco. Como se mencionó anteriormente (véase Sección 3.3, Capítulo 3), la separación de las unidades del Grupo Chinguillos y la Formación Río Blanco no es clara, principalmente por la similitud litológica y la deformación de las rocas (Cardó et al., 2007).

La fábrica primaria ( $S_0$ ) está representada por la estratificación sedimentaria original, evidenciada por la alternancia rítmica de niveles pelíticos y psamíticos. Sobre esta se desarrolla una foliación metamórfica ( $S_1$ ) bien definida, caracterizada por la alineación preferencial de filosilicatos, especialmente moscovita, visible tanto en las lutitas como en las areniscas de grano fino.

Al igual que en Chinguillos Este, las rocas se encuentran intensamente deformadas formando antiformal y sinformal correspondientes a la fase principal de plegamiento ( $F_1$ ). En mayor medida, según la posición del plano y del eje axial, se clasifican como pliegues inclinados y asimétricos (Figura 8.4.1). Sin embargo, también son comunes los pliegues verticales que, teniendo en cuenta la apertura del ángulo de interlimbo, son cerrados. La mayoría de los pliegues presentan vergencia noroccidental (Figura 8.4.2). En el extremo más noroccidental del perfil, la secuencia metasedimentaria es cortada por una falla sinistral ( $310^\circ/86$  NE), que también afecta al dique dacítico de edad permo-triásico ( $\sim 253$  Ma, véase Capítulo 10), por lo que se considera posterior a la intrusión del mismo (Figura 8.4.3).

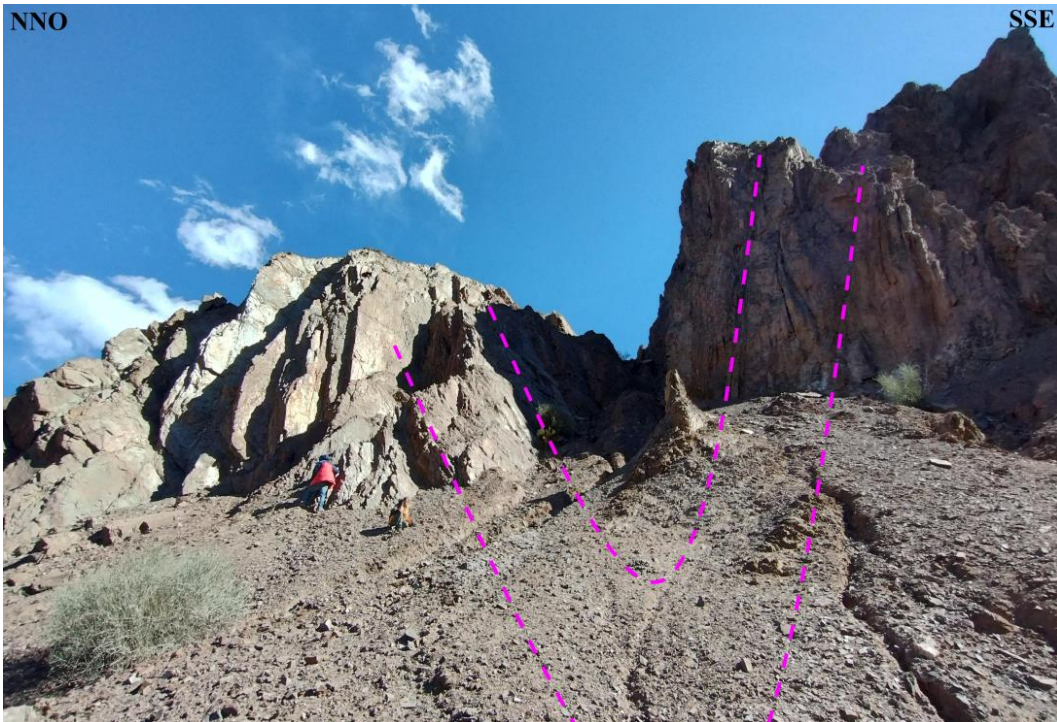


Figura 8.4. 1. Ejemplo de pliegue sinclinal inclinado con vergencia noroccidental. La traza punteada indica la proyección de los limbos.

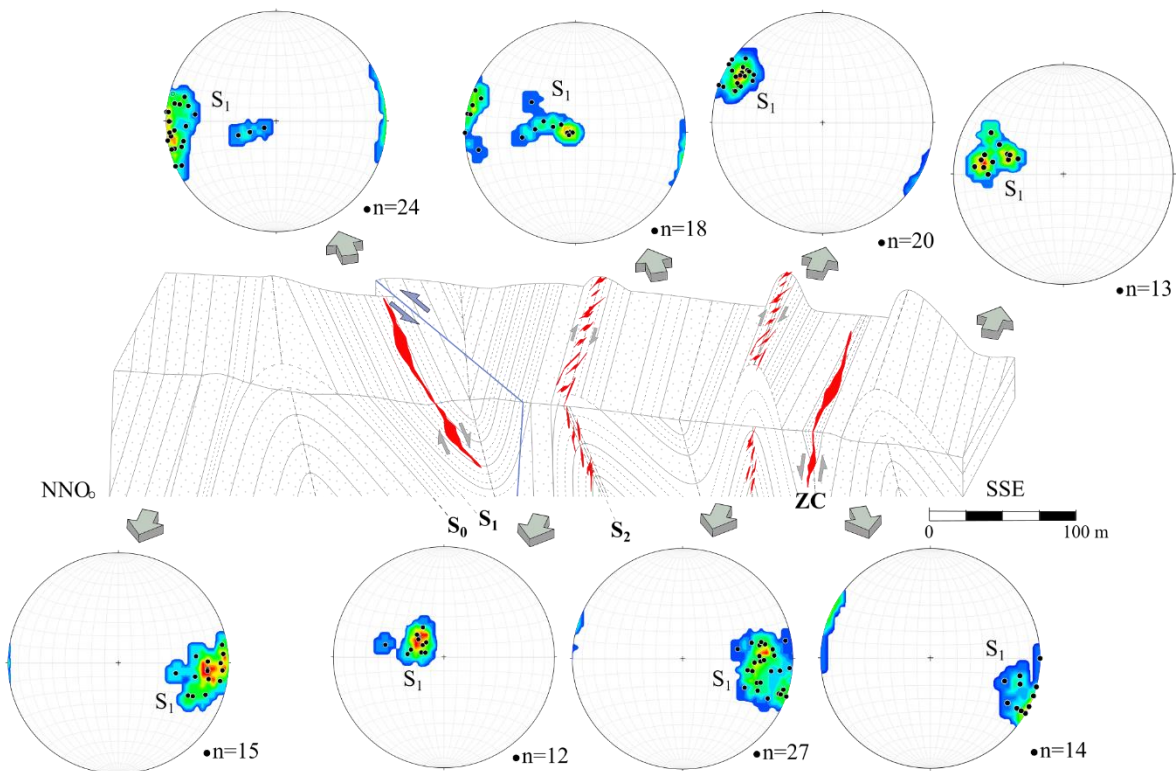
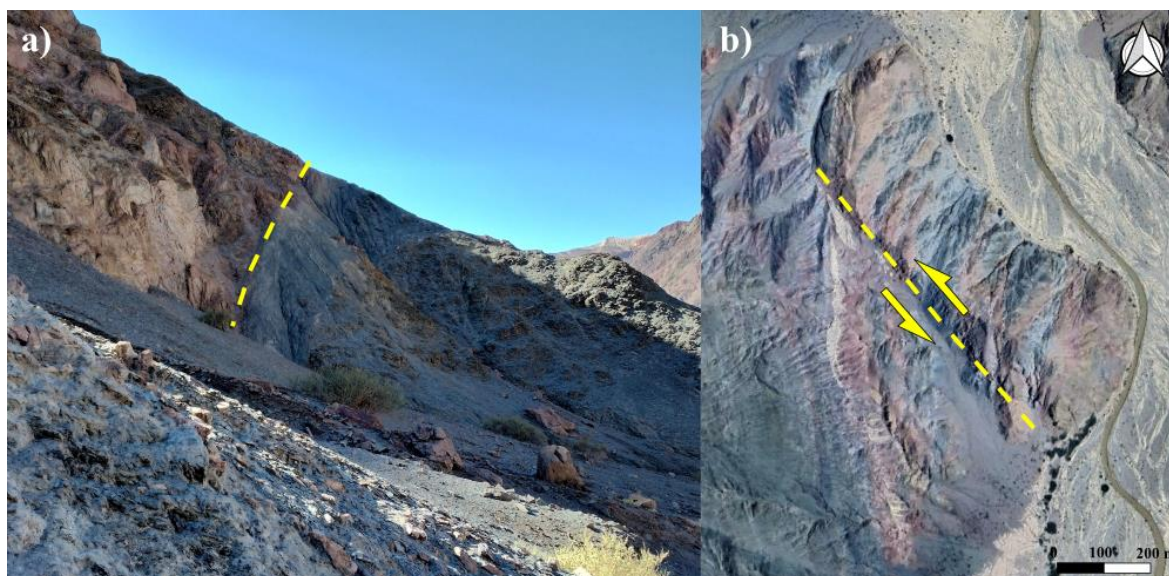


Figura 8.4. 2. Perfil estructural BB' correspondiente a Chinguillos Oeste, con los diagramas estereográficos elaborados a partir de las mediciones de los planos de clivaje ( $S_1$ ) identificados con puntos negros. Las vetas mineralizadas, coloreadas con rojo, se emplazan en las charnelas de los pliegues y se alojan siempre en las unidades metapelíticas.



*Figura 8.4. 3. a) Vista al sureste de la falla sinistral (310°/86° NE) que afecta la secuencia metasedimentaria, observada en perfil, b) misma falla vista en planta.*

Las vetas polimetalicas ( $As \pm Ag \pm Pb \pm Cu \pm Sb$ ) que fueron medidas en Chinguillos Oeste, tal como muestra el diagrama de rosetas ( $n = 11$ ) de la Figura 8.4.4, tienen una orientación predominantemente NNE-SSO. El análisis comparativo de los estereogramas de densidad de polos (Figura 8.4.5), demuestra que la orientación principal de las vetas mineralizadas es esencialmente paralela a la orientación de los planos axiales de los pliegues (rumbo NNE-SSO subvertical). Esta relación indica un control estructural directo y sugiere que la formación de las vetas fue un evento genéticamente asociado al proceso de plegamiento, aprovechando las zonas de debilidad o cizallamiento longitudinal creadas durante la deformación. La mayoría de las vetas presentan caras estriadas, escalones y marcas de arrastre tectónico que sirvieron como indicadores cinemáticos (Figura 8.4.6). Estas estructuras se asocian a las charnelas de los pliegues  $F_1$  y se ubican paralelas a sus planos axiales. En varios sectores, las vetas se desarrollan coincidiendo con el clivaje de plano axial ( $S_2$ ), más notorio en las metapelitas. A diferencia de Chinguillos Este, en este sector todas las vetas se alojan dentro de los niveles metapelíticos de la secuencia.

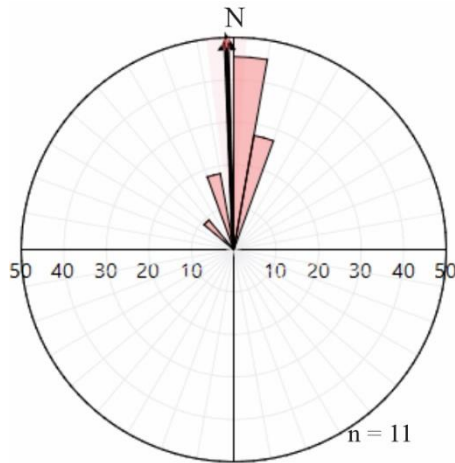


Figura 8.4. 4. Diagrama de rosetas de las vetas polimetálicas medidas en Chinguillos Oeste, con dirección predominante NNE-SSO.

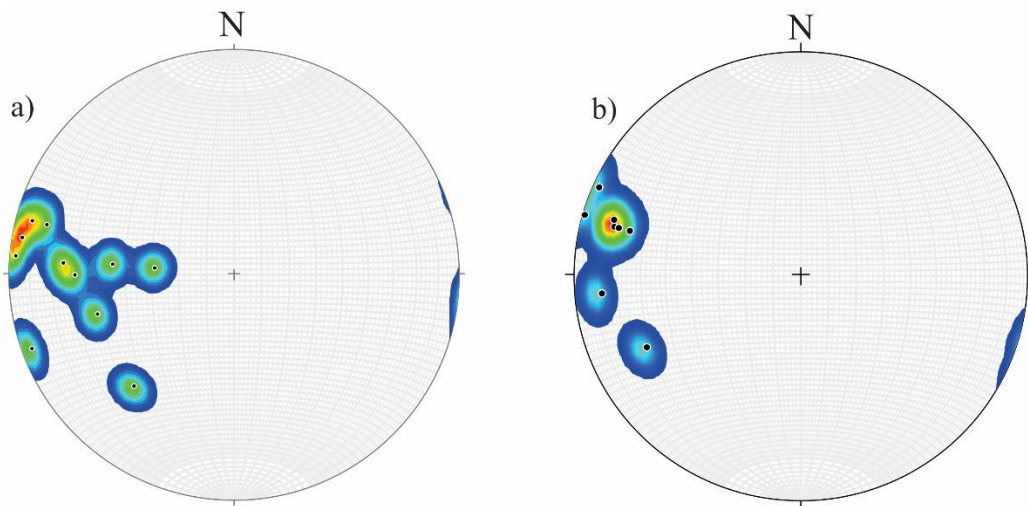


Figura 8.4. 5. Estereogramas de densidad de polos (proyección equi-areal). a) Polos de vetas mineralizadas, b) polos de planos axiales de pliegues. La notable superposición de los máximos de densidad en el cuadrante ONO establece un claro paralelismo geométrico. Esta coincidencia define estructuras subverticales con rumbo NNE-SSO e indica que el emplazamiento de las vetas estuvo directamente controlado y asociado al proceso de plegamiento de la roca huésped.



Figura 8.4. 6. Indicadores cinemáticos en vetas de cuarzo emplazadas en metapelitas. Las estrías están representadas por las líneas punteadas negras. a) Estrías verticales con rake  $\sim 90^\circ$  y escalones indicados con amarillo, b) estrías y marcas de arrastre de clastos de cuarzo indicados con círculos verdes y c) estrías horizontales con rake  $\sim 0^\circ$ .

Los datos de las estructuras mineralizadas procesados en FaultKinWin® permitieron interpretar gráficamente la cinemática actuante en este sector. En primer lugar, se plotearon todos los datos juntos, teniendo como resultado una cinemática general transtensional. Sin embargo, los ejes de extensión (T) marcados con círculos rojos que caen en el campo contraccional y los ejes de acortamiento (P) azules en el campo extensional, indican la presencia de dos *sets* o familias de vetas con cinemáticas diferentes (Figura 8.4.7). Por un lado, existe una población de estructuras con orientación predominante NNE-SSO que buzanan al este, con una componente de rumbo dextral predominante y una dirección de máxima extensión NO-SE (Figura 8.4.8 a). El otro grupo posee una cinemática normal predominante con una componente sinistral subordinada, cuya dirección de máxima extensión es NE-SO (Figura 8.4.8 b).

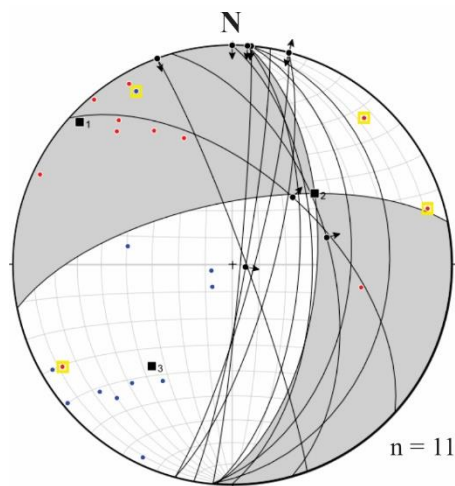


Figura 8.4. 7. Representación gráfica de la cinemática transtensiva global por el método de los diedros rectos. Con amarillo, se remarcan los ejes T y los ejes P que plotean en los campos contraccionales y extensionales, respectivamente.

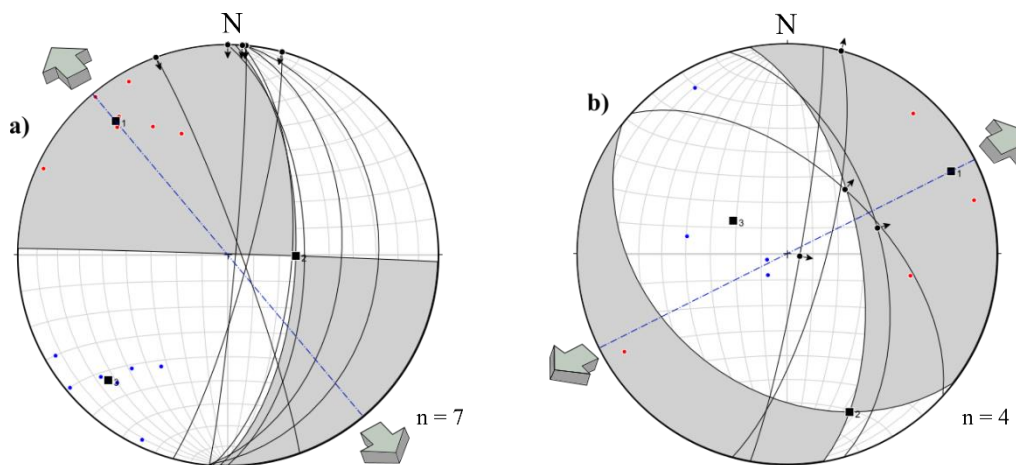


Figura 8.4. 8. a) Cluster de vetas con cinemática de rumbo y dirección de máxima extensión NO, b) Cluster de vetas con cinemática normal y componente dextral subordinada y dirección de extensión NE.

#### Perfil CC' – Chinguillos Oeste

El perfil CC' en Chinguillos Oeste, tiene 100 m de largo y una dirección E-O. El mismo se llevó a cabo para poder representar gráficamente estructura mineralizada de mayor extensión relevada en este sector. Si bien el afloramiento continuo de la veta alcanza solo unos 20 m, a lo largo de un tramo de aproximadamente 150 m se observan exposiciones discontinuas de la misma, con rumbo coincidente. Por esta razón, se estima que la veta podría tener una extensión total de hasta 150 m en planta. Esta veta ( $15^{\circ}/75^{\circ}$  SE), posee una cinemática sinistral con estrías prácticamente horizontales. Por otro lado, tal como se observa en la Figura 8.4.9, la veta se emplaza en la charnela del pliegue anticlinal, a lo largo del plano axial en los estratos metapelíticos.

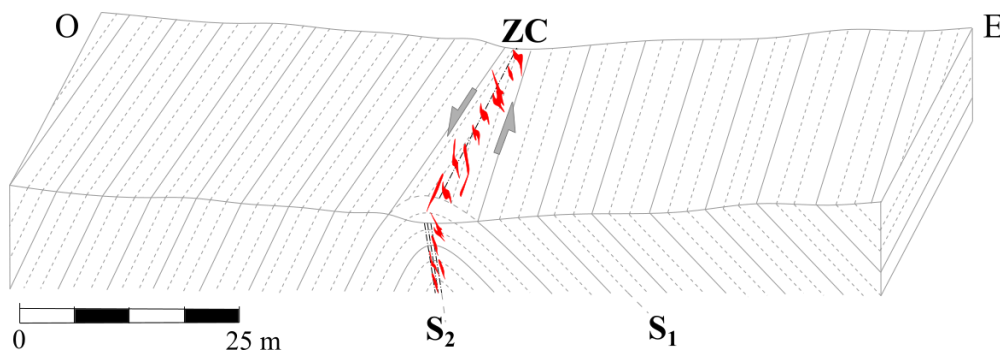


Figura 8.4. 9. Perfil CC' en Chinguillos Oeste, en el que se representa la veta de mayor extensión relevada en este sector y que se dispone en el plano axial de un pliegue anticlinal en estratos de metapelitas.

### 8.5 Síntesis interpretativa

La deformación transtensional es crítica para los depósitos de minerales hidrotermales, ya que la presencia de extensión a diferentes escalas representa un control crucial para la circulación de fluidos magmático-hidrotermales y la deposición de minerales (Sibson, 1987, 1994; Hodgson, 1989; Micklethwaite, 2009; Oriolo *et al.*, 2024). Para los depósitos de oro orogénico, y en particular para las vetas de Chinguillos Este, las zonas de cizalla frágil/frágil-dúctil representan un metalotecto de primer orden, ya que canalizan la circulación de fluidos y, por lo tanto, controlan el emplazamiento de la mineralización, mostrando una temporalidad tardía o posterior al plegamiento de acuerdo a las relaciones de campo. La interpretación de estereogramas de polos (vetas vs. cizallas)

corroborar este modelo al mostrar un estricto paralelismo geométrico, siendo ambas estructuras subverticales con un rumbo preferencial NNE-SSO (buzando al ESE), lo que establece que la cizalla es el control estructural directo de las vetas.

Por otro lado, en Chinguillos Oeste, las vetas polimetálicas son paralelas a las foliaciones planares axiales, indicando el desarrollo previo de estas últimas, que controla la subsecuente generación de las estructuras mineralizadas tardías y registran poca deformación en comparación con la roca de caja (Druguet, 2019). De manera análoga, el análisis estereográfico (vetas vs. planos axiales) revela que los polos de las vetas polimetálicas coinciden notablemente con los polos de los planos axiales de los pliegues (ambos subverticales y con rumbo NNE-SSO), lo que evidencia que la mineralización está genéticamente asociada y controlada por las estructuras axiales generadas durante el proceso de plegamiento.

Las geometrías de las vetas mineralizadas no solo dependen de la cinemática sino también de procesos adicionales, como la reología de la roca encajante, el contraste de permeabilidad y la presión del fluido durante la actividad hidrotermal.

## 8.6 Bibliografía

- ALLMENDINGER, R.W., CARDOZO, N. y FISHER, D. 2012. *Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology*. Cambridge University Press.
- ANGELIER, J. y MECHLER, P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisables en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bulletin de la Société Géologique de France* 7(6): 1309-1318.
- BLENKINSOP, T., OLIVER, N., DIRKS, P., NUGUS, M., TRIPP, G. y SANISLAV, I. 2020. Chapter 1: Structural Geology Applied to the Evaluation of Hydrothermal Gold Deposits. *Economic Geology*, 21: 1–23.
- CARDÓ, R., DÍAZ, I.N., LIMARINO, C.O., LITVAK, V.D., POMA, S. y SANTAMARIA, G. 2007. Hoja Geológica 2969-III, Malimán, provincias de San Juan y La Rioja. *Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín* 320: 52.

- CARDOZO, N. y ALLMENDINGER, R.W. 2013. Spherical projections with OSXStereonet. *Computers & Geosciences*, 51: 193–205.
- CHAUVET, A. 2019. Structural control of ore deposits: the role of pre-existing structures on the formation of mineralised vein systems. *Minerals*, 9(1): 56.
- DRUGUET, E. 2019. Deciphering the presence of axial-planar veins in tectonites. *Geoscience Frontiers* 10(6): 2101–2115.
- HODGSON, C.J. 1989. The structure of shear-related, vein-type gold deposits: a review. *Ore Geology Reviews* 4(3): 231–273.
- JAPAS, M.S., RUBINSTEIN, N.A. y KLEIMAN, L.E. 2013. Strain fabric analysis applied to hydrothermal ore deposits emplaced during changing geodynamical conditions (Infiernillo and Las Picazas, San Rafael Massif, Argentina). *Ore Geology Reviews*, 53: 357–372.
- MARRETT, R. y ALLMENDINGER, R.W. 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology* 12(8): 973–986.
- MICKLETHWAITE, S. 2009. Mechanisms of faulting and permeability enhancement during epithermal mineralisation: Cracow goldfield, Australia. *Journal of Structural Geology* 31(3): 288–300.
- ORIOLO, S., GÓMEZ A., MAFFINI, N., OYHANTÇABAL, P., DEMARCO, M., VARGAS PERUCCA, M., RUBINSTEIN, N. 2024. Transtension, brittle-ductile shear zones and hydrothermal ore deposits: towards quantitative structural and kinematic models. *Journal of Structural Geology*, 185: 105173.
- RAMSAY, J.G. 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw–Hill, Nueva York, 568 p.
- RICHARDS, J.P. y TOSDAL, R.M. 2001. Structural controls on ore genesis. *Society of Economic Geologists*.
- SIBSON, R.H. 1987. Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. *Geology* 15(8): 701–704
- SIBSON, R.H. 1994. Crustal stress, faulting and fluid flow. *Geological Society, London, Special Publications* 78(1): 69–84

VEARNCOMBE, J. y ZELIC, M. 2015. Structural paradigms for gold: do they help us find and mine? *Applied Earth Science*, 124(1): 2–19.



# CAPÍTULO 9: GEOCRONOLOGÍA DEL DEPÓSITO

## CAPÍTULO 9: GEOCROLOGÍA DEL DEPÓSITO

### 9.1 Introducción: Datación K-Ar en illita

La mineralización en las áreas de Chinguillos Oeste y Chinguillos Este está asociada a las unidades metasedimentarias de la Formación Río Blanco y el Grupo Chinguillos, respectivamente, ambas de edad Paleozoica. Estas rocas carecen de dataciones absolutas, dificultando su diferenciación litológica y temporal. Para superar esta limitación, se empleó el método potasio-argón (K-Ar) en illita, con el objetivo de establecer la edad de eventos clave: el metamorfismo regional de bajo grado, la deformación regional y la alteración hidrotermal vinculada a la mineralización.

La illita es un filosilicato particularmente relevante en estudios de datación isotópica debido a su estabilidad química. Esta propiedad permite registrar edades mixtas, derivadas de eventos superpuestos de recristalización, y reconstruir la historia térmica de rocas sedimentarias y sistemas hidrotermales (Hunziker *et al.*, 1986; Grathoff *et al.*, 2001; Środoń 2006, 2009; Franks y Zwingmann, 2010). Además, la geocronología de la illita ha demostrado ser útil para establecer la temporalidad de procesos como la diagénesis controlada por el soterramiento y los fluidos (Fredin *et al.*, 2017), el metamorfismo regional de baja temperatura y el plegamiento (Fitz-Díaz y van der Pluijm, 2013), así como la actividad de fallas en regímenes frágiles y frágiles-dúctiles (van der Pluijm *et al.*, 2001; Viola *et al.*, 2016; Hueck *et al.*, 2022).

A pesar de los desafíos asociados, como el aislamiento de fracciones puras y la interpretación de edades aparentes, los avances en técnicas de separación y análisis isotópico han mejorado la confiabilidad de los resultados (Huang *et al.*, 1993). Métodos complementarios como la difracción de rayos X (DRX) y la microscopía electrónica de barrido (MEB) también han facilitado una mejor evaluación de los datos, aportando información complementaria sobre condiciones de cristalización (Velde, 1995; Hueck *et al.*, 2022).

#### 9.1.1 Illita como indicador de temperatura

La illita, además de su papel como geocronómetro, es un indicador clave de temperatura en procesos de diagénesis y metamorfismo de bajo grado, especialmente en rocas pelíticas. Su transformación progresiva desde esmectita a interstratificados de illita/esmectita (I/S), luego a illita y finalmente a moscovita, refleja la evolución térmica de la roca (Hunziker *et al.*, 1986; Merriman y Peacor, 1999).

Tres parámetros térmicamente sensibles permiten evaluar esta transformación:

1. Cristalinidad de la illita, medida mediante el índice de Kübler (IK), que refleja el tamaño de los cristales y defectos cristalinos (Eberl y Velde, 1989). Se correlaciona inversamente con el grado metamórfico, definiendo tres zonas: diagenética ( $IK > 0,42$ ), anquizona ( $0,42 > IK > 0,25$ ) y epizona ( $IK < 0,25$ ), con límites térmicos entre 200 y 300 °C (Kübler, 1967).
2. Interstratificación de illita/esmectita (I/S), cuyo contenido de illita aumenta con la profundidad de enterramiento y la temperatura. La illitización de esmectita comienza a 40–70 °C, alcanzando un 60–80 % de illita en I/S a unos 100 °C, y se completa en la transición entre anquizona y epizona (Hower *et al.*, 1976; Środoń y Eberl, 1984; Jennings y Thompson, 1986).
3. Polítipos de illita, principalmente 1Md, 1M y 2M1. En la zona diagenética, sólo se forma el polimorfo 1M/1Md, mientras que en la epizona predomina el estable 2M1. En la anquizona, ambos pueden coexistir, indicando temperaturas en transición (Środoń y Eberl, 1984; Grathoff y Moore, 1996; Merriman y Peacor, 1999; Haines y van der Pluijm, 2008).

### 9.1.2 Interpretación de los espectros de edad de illita

La interpretación de las edades en illita es compleja debido a la variabilidad en los tamaños de grano, lo que puede generar un amplio rango de edades dentro de una muestra (Bailey *et al.*, 1962; Hower *et al.*, 1963). Generalmente, las fracciones gruesas tienden a arrojar edades más antiguas, mientras que las fracciones finas presentan edades más jóvenes, un fenómeno conocido como “espectro de edades inclinado” (Clauer y Chaudhuri, 1998; Pevear, 1999). Tres mecanismos principales explican esta variabilidad:

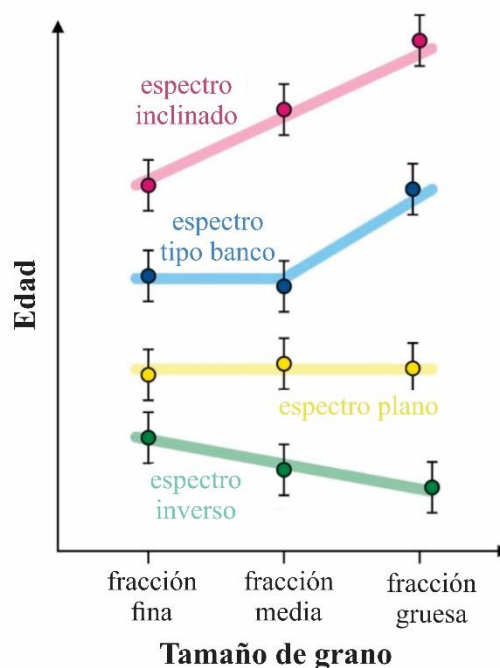
- Mezcla física de distintas generaciones de illita. En contextos de exhumación simple, los cristales de illita más recientes se concentran en las fracciones más finas, mientras que las fracciones gruesas pueden contener moscovita detrítica, un contaminante común en rocas sedimentarias (Hower *et al.*, 1963; Pevear, 1992; Grathoff y Moore, 1996; Reuter y Dallmeyer, 1989).
- Crecimiento autigénico recurrente. Eventos discretos de illitización pueden superponerse en el tiempo, generando múltiples generaciones de illita. Este proceso ocurre en diagénesis controlada por fluidos, metamorfismo de bajo grado, milonitas con deformaciones dúctiles tardías y arcillas de falla (Kirschner *et al.*,

1996; Grathoff *et al.*, 2001; Cathelineau *et al.*, 2004; Nierhoff *et al.*, 2011; Löbens *et al.*, 2011; Hueck *et al.*, 2017).

- Pérdida parcial de argón, influenciada por el tamaño de grano y la temperatura. Este proceso es más significativo en condiciones metamórficas de alto grado, pero también puede darse en rocas de falla por fricción (Hower *et al.*, 1963; Hunziker *et al.*, 1986; Parry *et al.*, 2001; Verdel *et al.*, 2012; Tonai *et al.*, 2016; Zwingmann *et al.*, 2019).

Diferentes espectros de edades reflejan estas dinámicas (Figura 9.1.1):

- Espectros planos indican una homogenización isotópica y mineralógica, generalmente por crecimiento autigénico de illita, y se observan en rocas de falla sin contaminación de moscovita (Clauer y Chaudhuri, 1998; Hetzel *et al.*, 2013).
- Espectros tipo banco, con edades similares en las fracciones finas, sugieren una homogenización parcial del material (Clauer y Chaudhuri, 1998; Pevear, 1999).
- Espectros inversos, donde las fracciones finas muestran edades más antiguas que las gruesas, pueden reflejar enterramiento activo y cristalización progradante de illita. Este patrón puede explicarse por la maduración de Ostwald, un proceso mediante el cual los cristales más pequeños y menos estables disuelven y redepositan su material sobre cristales más grandes y estables, favoreciendo el crecimiento progresivo de fases más ordenadas y termodinámicamente estables (Clauer *et al.*, 1997; Środoń *et al.*, 2002; Meunier y Velde, 2004; Clauer *et al.*, 2014).



*Figura 9.1. 1. Representación esquemática de las variaciones típicas dependientes del tamaño de grano en las edades de illita en muestras fraccionadas. Tomado de Hueck et al. (2022).*

## **9.2 Metodología**

### *9.2.1 Recolección de muestras en terreno*

En Chinguillos Oeste, las vetas polimetálicas ricas en arsénico están vinculadas a los planos axiales de los pliegues, mientras que en Chinguillos Este, las vetas de antimonio y oro se asocian a zonas de cizalla frágiles (véase Capítulo 8).

Para determinar la edad del metamorfismo de bajo grado en las secuencias metasedimentarias, se seleccionaron metapelitas de grano fino alejadas de las zonas mineralizadas, tanto en la Formación Río Blanco como en el Grupo Chinguillos. Con el fin de establecer la cronología del plegamiento, se tomaron muestras específicas de los planos axiales de los pliegues presentes en ambas unidades. Finalmente, para determinar la edad de la alteración hidrotermal, se recolectaron muestras de las rocas de caja próximas a la mineralización. En el caso particular de Chinguillos Este, se incluyeron muestras de *fault gouge*, dado que la mineralización se encuentra asociada a zonas de falla, como se mencionó anteriormente.

La preparación de todas las muestras y los análisis se llevaron a cabo en los laboratorios del Centro de Geociencias de la Universidad de Göttingen (Alemania), siguiendo los procedimientos descritos en Wemmer (1991) y Löbens *et al.* (2011).

### *9.2.2 Preparación de las muestras en laboratorio*

Se prepararon en total 14 muestras correspondientes a ambos sectores de estudio, con un peso aproximado de 250 a 1000 gr de material fresco por muestra. Tras un proceso de selección minuciosa, aproximadamente 200 gr de material arcilloso se dispersaron en agua destilada y se tamizaron a través de una malla de 63  $\mu\text{m}$ . Las fracciones de tamaño de grano menores de 2  $\mu\text{m}$  y de 2–6  $\mu\text{m}$  se extrajeron de la fracción menor de 63  $\mu\text{m}$  mediante sedimentación diferencial en agua destilada, siguiendo el método de Atterberg (Atterberg, 1911) y la ley de Stokes (Stokes, 1851). La fracción < 0,2  $\mu\text{m}$  se concentró mediante ultracentrifugación.

### *9.2.3 Métodos analíticos*

Todas las fracciones se dataron mediante K-Ar y se analizaron por DRX (en muestras secadas al aire y tratadas con etilenglicol), que permitió estimar la cristalinidad de la illita y cuantificar la composición mineralógica de las muestras, incluyendo la

abundancia relativa de los diferentes politipos de mica blanca (expresada en el porcentaje de illita 2M1). Los valores de IC se expresan con el índice de Kübler (IK; Kübler 1967), que varía de  $0,060 \Delta^{\circ}2\theta$  (mica moscovita perfectamente ordenada) a  $1 \Delta^{\circ}2\theta$  (capas mixtas de illita/esmectita). Según los límites clásicos definidos por Kübler (1967), el índice de cristalización de illita (IK) permite diferenciar las principales zonas del metamorfismo de muy bajo grado. La zona diagenética ( $IK > 0,42 \Delta^{\circ}2\theta$ ) se asocia a temperaturas inferiores a  $\sim 200 \text{ }^{\circ}\text{C}$ , de acuerdo con las calibraciones térmicas de Merriman y Frey (1999). Entre  $0,42\text{--}0,35 \Delta^{\circ}2\theta$  se reconoce la anquizona inferior, que refleja el inicio del metamorfismo de bajo grado y temperaturas de aproximadamente  $200\text{--}250 \text{ }^{\circ}\text{C}$ . A valores más bajos, entre  $0,35\text{--}0,25 \Delta^{\circ}2\theta$ , se define la anquizona superior, cuyas condiciones térmicas aumentan hacia  $250\text{--}300 \text{ }^{\circ}\text{C}$ . Finalmente, la epizona ( $IK < 0,25 \Delta^{\circ}2\theta$ ) indica un grado metamórfico más elevado, con temperaturas que superan los  $300 \text{ }^{\circ}\text{C}$  (Merriman y Frey, 1999), coherente con las revisiones recientes propuestas por Warr (2018).

El índice de cristalinidad de illita (CIS) y el parámetro de Kübler se determinan a partir del ancho del pico en difracción de rayos X ( $\Delta^{\circ}2\theta$ ) y se presentan bajo dos condiciones experimentales: secado al aire y glicolado. El tratamiento de secado al aire refleja la cristalinidad natural del mineral, mientras que el glicolado permite detectar la presencia de esmectitas o fases expansivas, asegurando que los valores obtenidos correspondan exclusivamente a la illita. Estos parámetros permiten evaluar el grado de orden estructural del mineral, donde valores menores indican una mayor cristalinidad y, por ende, un mayor grado metamórfico.

Finalmente, a partir del índice de cristalinidad y el parámetro de Kübler, se clasifica cada muestra en diferentes grados metamórficos, incluyendo diagénesis, anquizona superior e inferior y epizona.

## **9.3 Estrategias para interpretar las edades de illita**

### *9.3.1 Interpretación de las edades de illita como edades límites*

El enfoque más sencillo es asumir que las fracciones finales de una muestra (es decir, las fracciones más finas y más gruesas) son edades límites. Esta interpretación se basa en la suposición de que las concentraciones más finas de una muestra son menos susceptibles a la contaminación por poblaciones de micas heredadas y las más propensas a registrar el nuevo crecimiento de illita. Por lo tanto, la fracción más fina de cualquier muestra es la mejor estimación de la edad límite (es decir, una edad máxima/ superior/ más antigua) de la autigénesis de la illita. Por el contrario, el material más grueso de una

muestra es más probable que registre la edad de micas heredadas contenido en la muestra, actuando también como una edad límite (mínima/ inferior/ más joven) para la entrada heredada (Hueck *et al.*, 2022).

### 9.3.2 Extrapolación de las edades de los miembros finales

Un enfoque diferente para la interpretación de las edades de las fracciones de illita es la extrapolación de edades de extremo de los miembros finales, conocida como Análisis de Edad de la Illita (*Illite Age Analysis, IAA*). Este enfoque asume que los espectros de edad inclinados son el resultado de la mezcla de dos poblaciones de illita y que la contaminación de todas las fracciones por mica blanca heredada es inevitable. Por lo tanto, este enfoque tiene como objetivo estimar la verdadera edad de la illita autigénica, cuantificando la proporción del material heredado y autigénico en al menos 3 fracciones de tamaño de grano ajustando una línea de regresión a los datos para extrapolar las edades de extremo calculadas de poblaciones “puramente” heredadas y autigénicas.

La versión más común del método utiliza la población relativa de los politipos 1Md/1M y 2M1 de illita, cuantificada mediante DRX, como *proxies* de las poblaciones autigénica y heredada, respectivamente. Este enfoque ha ganado popularidad porque permite evaluar segmentos más amplios de los espectros de DRX y reducir la incertidumbre analítica. Además, posibilita aplicar el método a muestras con escasa o nula esmectita en los agregados illita/esmectita (I/S), una situación frecuente fuera de los entornos de diagénesis inferior (Ylagan *et al.*, 2002; Solum y van der Pluijm, 2007).

El enfoque IAA ha sido ampliamente adoptado en numerosos estudios, produciendo estimaciones del crecimiento de illita autigénica durante la diagénesis controlada por soterramiento y fluidos (Pevear, 1992; Grathoff y Moore, 1996; Grathoff *et al.*, 2001; Boles y van der Pluijm, 2020), así como en el metamorfismo de bajo grado y el plegamiento (Jaboyedoff y Cosca, 1999; Fitz-Díaz y van der Pluijm, 2013; Süssenberger *et al.*, 2014, 2018a; Schomberg *et al.*, 2019; Gutiérrez-Navarro *et al.*, 2021; Fitz-Díaz *et al.*, 2022). También se ha utilizado para estimar las firmas detríticas de los sedimentos en estudios de procedencia (Šegvić *et al.*, 2021). Además, se emplea comúnmente para la datación de fallas (van der Pluijm *et al.*, 2001, 2006; Solum *et al.*, 2005; Solum y van der Pluijm, 2007; Haines y van der Pluijm, 2008; Duvall *et al.*, 2011; Bense *et al.*, 2014, 2017; Hnat y van der Pluijm, 2014; Tonai *et al.*, 2016; Aldega *et al.*, 2019).

## 9.4 Resultados

Las tablas 9.1 y 9.2 presentan los datos obtenidos de la datación K-Ar en illita, junto con el cálculo del índice de cristalinidad y la determinación del grado de metamorfismo para las distintas muestras. En Chinguillos Este se estudiaron tres muestras provenientes de zonas de falla mineralizadas (Tabla 9.1): FG1, FG2 y FG3. Las muestras FG1 y FG2 presentan una orientación aproximadamente E-O y están asociadas a las vetas con mayor contenido de Au (+ Sb). Por su parte, la muestra FG3 sigue la orientación predominante del sector (NE-SO) y se relaciona con los valores más altos de Sb.

Adicionalmente, la muestra Pique 2 proviene de la roca de caja (metapelita), y se encuentra en proximidad inmediata a las vetas mineralizadas. En contraste, las muestras P2a y P2c fueron extraídas de los planos de clivaje de plano axial S<sub>2</sub>, alejadas de las estructuras mineralizadas.

Muestra	Datación K-Ar							Índice de cristalinidad			
	Fracción (µm)	K <sub>2</sub> O	40 Ar *	40 Ar *	Edad	2s-Error	2s-Error	Condición	CIS (Δ°2Θ)	Kubler (Δ°2Θ)	Grado de metamorfismo
		Wt. %	nl/g	STP	%	Ma	Ma				
FG1	2-6 µm	5.93	65.25	99.03	<b>312.4</b>	6.89	2.20	Secada al aire	0.399	0.315	Anquizona superior
								Glicolada	0.366	0.286	Anquizona superior
	<2 µm	6.36	60.60	99.29	<b>273.4</b>	2.84	1.04	Secada al aire	0.615	0.503	Diagénesis
								Glicolada	0.553	0.449	Diagénesis
<0,2 µm	5.87	48.06	98.78	<b>237.7</b>	5.29	2.22	Secada al aire	0.705	0.580	Diagénesis	
							Glicolada	0.650	0.533	Diagénesis	
FG2	2-6 µm	1.02	7.96	92.29	<b>227.0</b>	2.56	1.13	Secada al aire	0.570	0.464	Diagénesis
								Glicolada	0.548	0.445	Diagénesis
	<2 µm	1.51	11.43	96.86	<b>221.0</b>	2.94	1.33	Secada al aire	0.244	0.181	Epizona
								Glicolada	0.591	0.481	Diagénesis
<0,2 µm	1.63	11.54	92.06	<b>206.9</b>	2.72	1.31	Secada al aire	0.288	0.219	Epizona	
							Glicolada	0.585	0.476	Diagénesis	
FG3	2-6 µm	5.66	69.65	99.49	<b>346.0</b>	6.36	1.84	Secada al aire	0.259	0.193	Epizona
								Glicolada	0.257	0.191	Epizona
	<2 µm	6.13	66.50	99.57	<b>308.3</b>	7.40	2.40	Secada al aire	0.325	0.251	Epizona
								Glicolada	0.330	0.255	Epizona
<0,2 µm	6.23	64.80	99.49	<b>296.6</b>	6.38	2.15	Secada al aire	0.419	0.332	Anquizona superior	
							Glicolada	0.393	0.310	Anquizona superior	
P2a	<2 µm	4.30	53.08	97.40	<b>346.8</b>	5.37	1.55	Secada al aire	0.343	0.266	Epizona
								Glicolada	0.333	0.258	Epizona
	<0,2 µm	3.69	42.92	97.25	<b>328.7</b>	3.82	1.16	Secada al aire	0.361	0.282	Anquizona superior
								Glicolada	0.330	0.255	Epizona
P2c	<2 µm	5.86	72.95	97.72	<b>350.1</b>	3.70	1.06	Secada al aire	0.309	0.237	Epizona
								Glicolada	0.307	0.235	Epizona
	<0,2 µm	5.79	68.10	98.11	<b>341.2</b>	4.68	1.37	Secada al aire	0.334	0.259	Epizona
								Glicolada	0.327	0.253	Epizona
Pique 2	<2 µm	6.10	80.11	97.89	<b>367.0</b>	6.01	1.64	Secada al aire	0.373	0.293	Anquizona superior
								Glicolada	0.372	0.291	Anquizona superior
	<0,2 µm	6.76	77.43	98.27	<b>324.3</b>	4.91	1.51	Secada al aire	0.374	0.293	Anquizona superior
								Glicolada	0.371	0.291	Anquizona superior

Tabla 9.1. Edades K-Ar, índice de cristalinidad y grado de metamorfismo de illitas de Chinguillos Este. FG corresponde a muestras de fault gouges mineralizados; Pique 2, a la roca de caja próxima a la mineralización; y P2a y P2c, a la roca de caja cercana a la charnela de un pliegue.

En Chinguillos Oeste se recolectaron muestras del dique dacítico y riolítico (P3 y Di1, respectivamente), ambos afectados por alteración sericítica. Las muestras P11, M12 y M40, extraídas de las rocas de caja distantes de la mineralización, corresponden a metapelitas. Por otro lado, la muestra P20 también es de una metapelita, pero en proximidad inmediata a una estructura mineralizada. Finalmente, las muestras PA01 y PA02 fueron obtenidas de los planos axiales de pliegues S<sub>2</sub>, estructuras que controlan directamente el emplazamiento de la mineralización.

Muestra	Fracción (µm)	Datación K-Ar						Índice de cristalinidad				
		K <sub>2</sub> O		40 Ar *	40 Ar *	Edad	2s-Error	2s-Error	Condición	CIS (Δ°2Θ)	Kubler (Δ°2Θ)	Grado de metamorfismo
		[ Wt. % ]	[ nl/g ] STP	[ % ]	[ Ma ]	[ Ma ]	[ % ]					
P3	<2 µm	7.331	61.439	98.031	<b>242.78</b>	2.873	1.183	Secada al aire	0.480	0.385	Anquizona inferior	
								Glicolada	0.470	0.376	Anquizona inferior	
Di1	<2 µm	6.080	57.335	97.349	<b>271.00</b>	7.224	2.666	Secada al aire	0.627	0.513	Diagénesis	
								Glicolada	0.659	0.541	Diagénesis	
P11	<0,2 µm	5.623	68.101	98.113	<b>341.15</b>	4.684	1.373	Secada al aire	0.355	0.277	Anquizona superior	
								Glicolada	0.344	0.267	Epizona	
M12	<2 µm	3.687	42.748	97.866	<b>327.84</b>	5.268	1.607	Secada al aire	0.380	0.299	Anquizona superior	
								Glicolada	0.372	0.291	Anquizona superior	
M40	<2 µm	6.134	77.065	98.145	<b>352.73</b>	6.870	1.948	Secada al aire	0.383	0.301	Anquizona superior	
								Glicolada	0.361	0.282	Anquizona superior	
P20	<2 µm	5.908	74.272	98.792	<b>352.93</b>	3.816	1.081	Secada al aire	0.277	0.209	Epizona	
								Glicolada	0.275	0.207	Epizona	
P20	<0,2 µm	6.313	74.049	98.299	<b>331.33</b>	5.681	1.714	Secada al aire	0.275	0.207	Epizona	
								Glicolada	0.281	0.212	Epizona	
PA01	<2 µm	5.525	65.573	96.531	<b>334.91</b>	5.515	1.647	Secada al aire	0.281	0.212	Epizona	
								Glicolada	0.281	0.212	Epizona	
PA01	<0,2 µm	6.137	65.891	96.761	<b>305.53</b>	3.746	1.226	Secada al aire	0.384	0.302	Anquizona superior	
								Glicolada	0.353	0.275	Anquizona superior	
PA02	<2 µm	3.752	47.171	95.786	<b>352.95</b>	4.729	1.340	Secada al aire	0.425	0.338	Anquizona superior	
								Glicolada	0.397	0.313	Anquizona superior	
PA02	<0,2 µm	3.899	44.596	96.028	<b>323.79</b>	3.509	1.084	Secada al aire	0.319	0.245	Epizona	
								Glicolada	0.318	0.245	Epizona	
PA02	<0,2 µm	3.899	44.596	96.028	<b>323.79</b>	3.509	1.084	Secada al aire	0.389	0.306	Anquizona superior	
								Glicolada	0.372	0.291	Anquizona superior	

Tabla 9.2. Edades K-Ar, índice de cristalinidad y grado de metamorfismo de illitas de Chinguillos Oeste. P3 y Di1 corresponden a muestras del dique dacítico y riolítico, respectivamente; P11, M12 y M40, a la roca de caja lejana a la mineralización; P20 a la roca de caja cercana a la mineralización y PA01 y PA02, a planos axiales en metapelitas.

## 9.5 Síntesis interpretativa

Para la interpretación de las edades obtenidas en ambos depósitos, se utilizaron las edades de la illita como límites cronológicos. En términos generales, los valores obtenidos varían entre aproximadamente 367 Ma y 206 Ma, lo que indica un rango amplio de eventos geológicos que han afectado a las muestras. En ambos sectores de estudio (Figuras 9.5.1 y 9.5.2), se reconoce un prolongado proceso de deformación progresiva entre ca. 367 y 305 Ma, asociado a eventos de metamorfismo regional, plegamiento y fallamiento de las secuencias metasedimentarias.

En Chinguillos Este (Figura 9.5.1), el evento de metamorfismo regional, representado por la muestra Pi2 (tomada de la roca de caja inmediata a la mineralización), habría comenzado en el Devónico, a ca. 367 Ma. El plegamiento de las secuencias sedimentarias, registrado por las muestras P2a y P2c, habría tenido lugar entre ~350 y 330 Ma, solapándose parcialmente y ocurriendo de manera simultánea con el metamorfismo regional. Cabe destacar que la muestra FG2 no se considera confiable para la interpretación geocronológica, ya que el análisis del índice de cristalinidad (realizado en muestras secadas al aire y tratadas con etilenglicol) evidenció un alto contenido de esmectita. Por este motivo, solo se consideran las muestras FG1 y FG3 para establecer la edad de la mineralización. Estas muestras, extraídas de *fault gouges*, registran actividad de fallamiento e ingreso de fluidos hidrotermales desde el Carbonífero inferior (ca. 346 Ma) hasta el Triásico medio (ca. 230 Ma). Dado que este intervalo temporal supera los 100 Ma, no es plausible interpretarlo como la continuidad de un único pulso deformacional, sino más bien como parte de una deformación progresiva con posibles fases de reactivación estructural a lo largo del tiempo. En este contexto, la mineralización aurífera registrada en FG1 (312 – 237 Ma) podría representar una etapa tardía dentro de dicha deformación progresiva, o bien un evento hidrotermal distinto asociado a reactivaciones estructurales posteriores, en concordancia con la presencia de vetas ONO–ESE de edad triásica identificadas en el área.

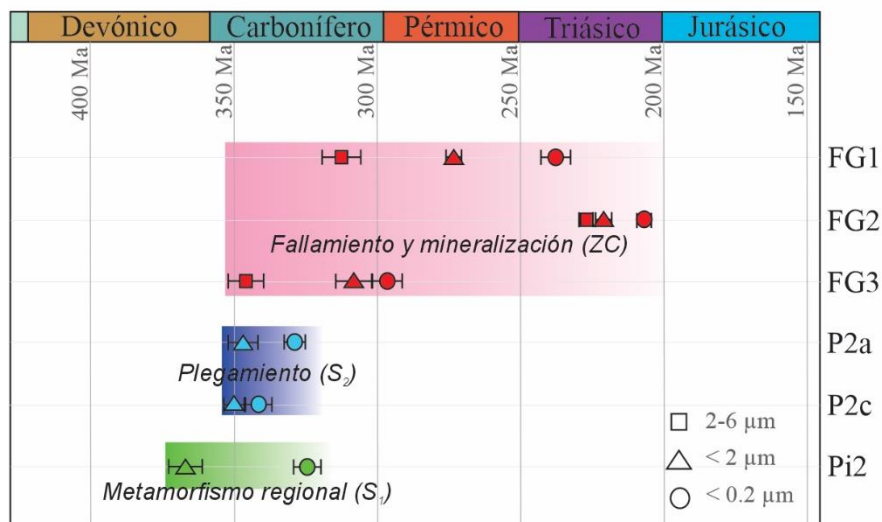


Figura 9.5. 1. Las edades K–Ar, están codificadas por colores según su significado geológico y el tamaño de las fracciones: rojo – edades directamente correlacionadas con la actividad de fallas y la mineralización, verde – edades correlacionables con el metamorfismo regional y la deformación, azul – edades del plegamiento. Las barras de error representan la desviación estándar analítica de cada muestra ( $2\sigma$ ).

En Chinguillos Oeste (Figura 9.5.2), el proceso de alteración hidrotermal asociado a las vetas y la mineralización, representado por la muestra P20 y datado entre ~350 – 330 Ma, se superpone temporalmente con los eventos de metamorfismo regional y deformación, tal como lo indican las edades obtenidas en las muestras M12, M40 y P11, correspondientes a metapelitas de la roca de caja, ubicadas a mayor distancia de la mineralización. Asimismo, las muestras PA01 y PA02, tomadas de los planos axiales de pliegues, registran edades compatibles con este mismo intervalo, lo que sugiere que la mineralización y la alteración hidrotermal se desarrollaron en condiciones coetáneas con el metamorfismo y el plegamiento. Esto es consistente con el marcado control estructural de las vetas, que se emplazan a lo largo de los planos axiales de los pliegues, sugiriendo que la mineralización estuvo fuertemente condicionada por la deformación en la región. Finalmente, la edad pérmica-triásica (~270 – 240 Ma) pone de manifiesto un proceso magmático-hidrotermal vinculado a los diques riódacíticos del sector, posterior al emplazamiento de las vetas.

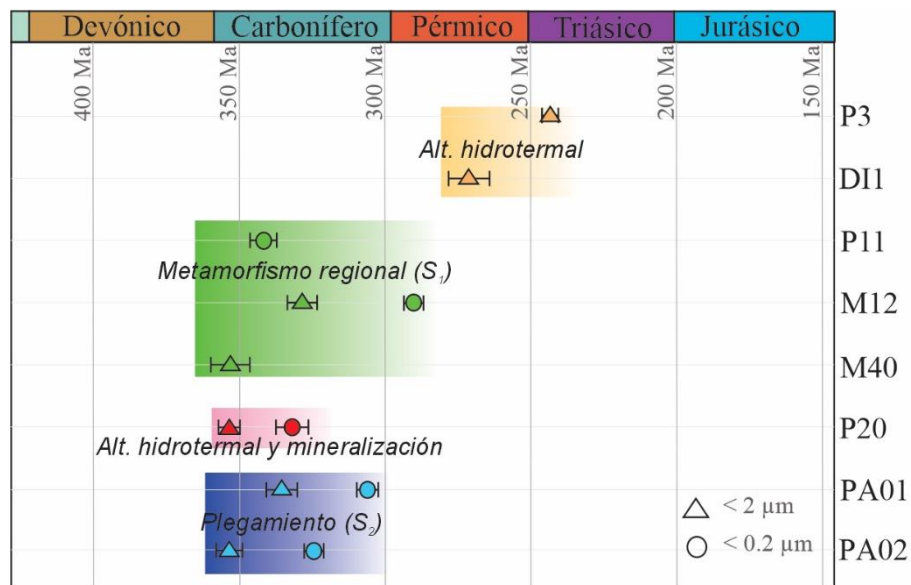


Figura 9.5. 2. Procesos de deformación continua para Chinguillos Oeste. Las edades K–Ar, están codificadas por colores según su significado geológico y el tamaño de las fracciones: rojo – edades directamente correlacionadas con la alteración hidrotermal y la mineralización, verde – edades correlacionables con el metamorfismo regional y la deformación, azul – edades del plegamiento y naranja – edades de alteración hidrotermal vinculadas a los diques riódacíticos.

## 9.6 Bibliografía

ALDEGA, L., VIOLA, G., CASAS-SAINZ, A., MARCÉN, M., ROMÁN-BERDIEL, T. y VAN DER LELIJ, R. 2019. Unraveling multiple thermotectonic events

accommodated by crustal-scale faults in northern Iberia, Spain: insights from K-Ar dating of clay gouges. *Tectonics*, 38(10): 3629-3651.

ATTERBERG, A. 1911. Die Plastizität der Tone. *Internationale Mitteilungen für Bodenkunde*, 1: 10–43.

BAILEY, S.W., HURLEY, P.M., FAIRBAIRN, H.W. y PINSON Jr., W.H. 1962. K–Ar dating of sedimentary illite polytypes. *Geological Society of America Bulletin*, 73(9): 1167–1170.

BENSE, F.A., WEMMER, K., LÖBENS, S. y SIEGESMUND, S. 2014. Fault gouge analyses: K-Ar illite dating, clay mineralogy and tectonic significance – a study from the Sierras Pampeanas, Argentina. *International Journal of Earth Sciences*, 103: 189-218.

BENSE, F., COSTA, C., ORIOLO, S., LÖBENS, S., DUNKL, I., WEMMER, K. y SIEGESMUND, S. 2017. Exhumation history and landscape evolution of the Sierra de San Luis (Sierras Pampeanas, Argentina) – new insights from low-temperature thermochronological data. *Andean Geology*, 44(3): 275.

BOLES, A. y VAN DER PLUIJM, B. 2020. Locally derived, meteoric fluid infiltration was responsible for widespread Late Paleozoic illite authigenesis in the Appalachian Basin. *Tectonics*, 39(7): e2020TC006137.

CATHELINEAU, M., FOURCADE, S., CLAUER, N., BUSCHAERT, S., ROUSSET, D., BOIRON, M.C., MEUNIER A., LAVASTRE V. y JAVOY, M. 2004. Dating multistage paleofluid percolations: a K–Ar and  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  study of fracture illites from altered Hercynian plutonites at the basement/cover interface (Poitou High, France). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68(11): 2529–2542.

CLAUER, N. y CHAUDHURI, S. 1998. Isotopic dating of very low-grade metasedimentary and metavolcanic rocks: techniques and methods. In: *Low-Grade Metamorphism* (Eds. M. Frey y D. Robinson), Blackie, London, pp. 202–226.

CLAUER, N., ŠRODOŇ, J., FRANCU, J. y ŠUCHA, V. 1997. K-Ar dating of illite fundamental particles separated from illite-smectite. *Clay Minerals*, 32(2): 181–196.

- CLAUER, N., WILLIAMS, L. B. y FALLICK, A. E. 2014. Genesis of nanometric illite crystals elucidated by light-element (hydrogen, lithium, boron and oxygen) isotope tracing, and K–Ar and Rb–Sr dating. *Chemical Geology*, 383: 26–50.
- DUVALL, A.R., CLARK, M.K., VAN DER PLUIJM, B.A. y LI, C. 2011. Direct dating of Eocene reverse faulting in northeastern Tibet using Ar-dating of fault clays and low-temperature thermochronometry. *Earth and Planetary Science Letters*, 304(3-4): 520-526.
- EBERL, D.D. y VELDE, B. 1989. Beyond the Kübler index. *Clay Minerals*, 24: 571-577.
- FITZ-DÍAZ, E. y VAN DER PLUIJM, B. 2013. Fold dating: a new Ar/Ar illite dating application to constrain the age of deformation in shallow crustal rocks. *Journal of Structural Geology*, 54: 174–179.
- FITZ-DÍAZ, E., HERNÁNDEZ-VERGARA, R., ORTEGA-GUTIÉRREZ, F., SANZ-VALENCIA, J., ALBARRÁN-SANTOS, M.A. y PI-PUIG, T. 2022. Kinematics and Ar–Ar illite age of deformation in the late Paleozoic Chicomuselo Fold-Thrust Belt (CFTB), Chiapas, Mexico and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences* **113**: 103648.
- FRANKS, S.G. y ZWINGMANN, H. 2010. Origin and timing of late diagenetic illite in the Permian–Carboniferous Unayzah sandstone reservoirs of Saudi Arabia. *AAPG Bulletin*, 94(8): 1133–1159.
- FREDIN, O., VIOLA, G., ZWINGMANN, H., SØRLIE, R., BRÖNNER, M., LIE, J.E., MARGRETHE GRANDA, E., MÜLLER A., MARGRETH A., VOGT C. y KNIES, J. 2017. The inheritance of a Mesozoic landscape in western Scandinavia. *Nature Communications*, 8(1): 14879.
- GRATHOFF, G.H. y MOORE, D.M. 1996. Illite polytype quantification using WILDFIRE© calculated X-ray diffraction patterns. *Clays and Clay Minerals*, 44(6): 835–842.
- GRATHOFF, G.H., MOORE, D.M., HAY, R.L. y WEMMER, K. 2001. Origin of illite in the Lower Paleozoic of the Illinois Basin: evidence for brine migrations. *Geological Society of America Bulletin*, 113(8): 1092–1104.

- GUTIÉRREZ-NAVARRO, R., FITZ-DÍAZ, E., BARBOZA-GUDIÑO, J.R. y STOCKLI, D.F. 2021. Shortening and exhumation of Sierra de Catorce in northeastern Mexico, in light of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  illite dating and U-Th/He zircon thermochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 103: 103334.
- HAINES, S.H. y VAN DER PLUIJM, B.A. 2008. Clay quantification and Ar–Ar dating of synthetic and natural gouge: application to the Miocene Sierra Mazatán detachment fault, Sonora, Mexico. *Journal of Structural Geology*, 30(4): 525–538.
- HNAT, J.S. y VAN DER PLUIJM, B.A. 2014. Fault gouge dating in the Southern Appalachians, USA. *Geological Society of America Bulletin*, 126(5-6): 639-651.
- HETZEL, R., ZWINGMANN, H., MULCH, A., GESSNER, K., AKAL, C., HAMPEL, A., GÜNGÖR, T., PETSCHICK, R., MIKES, T. y WEDIN, F. 2013. Spatiotemporal evolution of brittle normal faulting and fluid infiltration in detachment fault systems: a case study from the Menderes Massif, western Turkey. *Tectonics*, 32(3): 364–376.
- HOWER, J.O.H.N., HURLEY, P.M., PINSON, W.H. y FAIRBAIRN, H.W. 1963. The dependence of K–Ar age on the mineralogy of various particle size ranges in a shale. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 27(5): 405–410.
- HUANG, W. L., LONGO, J. M. y PEVEAR, D. R. 1993. An experimentally derived kinetic model for smectite-to-illite conversion and its use as a geothermometer. *Clays and Clay Minerals*, 41(2): 162–177.
- HUECK, M., ORIOLO, S., DUNKL, I., WEMMER, K., OYHANTÇABAL, P., SCHANOFSKI, M., BASEI M. y SIEGESMUND, S. 2017. Phanerozoic low-temperature evolution of the Uruguayan Shield along the South American passive margin. *Journal of the Geological Society*, 174(4): 609–626.
- HUECK, M., WEMMER, K., KSIENZYK, A.K., KUEHN, R. y VOGEL, N. 2022. Potential, premises, and pitfalls of interpreting illite argon dates – A case study from the German Variscides. *Earth-Science Reviews*, 232: 104133.
- HUNZIKER, J. C., FREY, M., CLAUER, N., DALLMEYER, R. D., FRIEDRICHSEN, H., FLEHMIG, W., HOCHSTRASSER, K., ROGGWILER, P., SCHWANDER,

- H. 1986. The evolution of illite to muscovite: a case study from the Swiss Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92: 157–178.
- JABOYEDOFF, M. y COSCA, M.A. 1999. Dating incipient metamorphism using  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology and XRD modeling: a case study from the Swiss Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135(2-3): 93-113.
- JENNINGS, S. y THOMPSON, G.R. 1986. Diagenesis of Plio-Pleistocene sediments of the Colorado River delta, southern California. *Journal of Sedimentary Research*, 56(1): 89–98.
- KIRSCHNER, D.L., COSCA, M.A., MASSON, H. y HUNZIKER, J.C. 1996. Staircase  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  spectra of fine-grained white mica: timing and duration of deformation and empirical constraints on argon diffusion. *Geology*, 24(8): 747–750.
- MERRIMAN, R.J. y FREY, M. 1999. Patterns of very low-grade metamorphism in metapelitic rocks. En: Frey, M. & Robinson, D. (eds.), *Low-Grade Metamorphism*. Blackwell Science, Oxford, 61–107.
- MERRIMAN, R.J. y PEACOR, D.R. 1999. Very low-grade metapelites: mineralogy, microtextures and measuring reaction progress. En: FREY, M. y ROBINSON, D. (Eds.). *Low-grade metamorphism*. Blackwell Science, Oxford, pp. 10–60.
- LÖBENS, S., BENSE, F.A., WEMMER, K., DUNKL, I., COSTA, C.H., LAYER, P. y SIEGESMUND, S. 2011. Exhumation and uplift of the Sierras Pampeanas: preliminary implications from K–Ar fault gouge dating and low-T thermochronology in the Sierra de Comechingones (Argentina). *International Journal of Earth Sciences*, 100: 671–694.
- NIERHOFF, R., CLAUER, N. y SPAETH, G. 2011. New findings on the tectono-metamorphic history of the western Rhenish Massif (Germany) by K–Ar dating of metasedimentary illite. *Journal of Geodynamics*, 52(2): 129–142.
- PARRY, W.T., BUNDS, M.P., BRUHN, R.L., HALL, C.M. y MURPHY, J.M. 2001. Mineralogy,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating and apatite fission track dating of rocks along the Castle Mountain fault, Alaska. *Tectonophysics*, 337(3–4): 149–172.

- PEVEAR, R. 1992. Illite age analysis, a new tool for basin thermal history analysis. En: KHARAKA, Y.K. y MAEST, A.S. (Eds.). *Water-Rock Interaction*. Balkema, Rotterdam, pp. 1251–1254.
- PEVEAR, D.R. 1999. Illite and hydrocarbon exploration. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 96(7): 3440–3446.
- REUTER, A. y DALLMEYER, R.D. 1989. K–Ar and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of cleavage formed during very low-grade metamorphism: a review. *Geological Society, London, Special Publications*, 43(1): 161–171.
- SCHOMBERG, A.C., WEMMER, K., WARR, L.N. y GRATHOFF, G.H. 2019. K-Ar age determinations on the fine fractions of clay mineral 'Crystallinity Index Standards' from the Palaeozoic mudrocks of southwest England. *Clay Minerals*, 54(1): 15–26.
- ŠEGVIĆ, B., ZANONI, G., BOZKAYA, Ö., SWEET, D., BARNES, M., BOULESTEIX, T. y SOLÉ, J. 2021. K-Ar geochronology and trace-element geochemistry of 2M1 illite from upper Paleozoic shale of SW Laurentia – insights into sediment origin and drainage pathways in the Anadarko Basin, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 575: 110486.
- SOLUM, J.G., VAN DER PLUIJM, B.A. y PEACOR, D.R. 2005. Neocrystallization, fabrics and age of clay minerals from an exposure of the Moab Fault, Utah. *Journal of Structural Geology*, 27(9): 1563–1576.
- SOLUM, J.G. y VAN DER PLUIJM, B.A. 2007. Reconstructing the Snake River–Hoback River Canyon section of the Wyoming thrust belt through direct dating of clay-rich fault rocks. *Geological Society of America Special Paper*, 433: 183–196.
- ŠRODOŃ, J. 2006. Identification and quantitative analysis of clay minerals. En: Bergaya, F., Theng, B.K.G. y Lagaly, G. (Eds.). *Developments in Clay Science*, 1: 765–787.
- ŠRODOŃ, J. 2009. Quantification of illite and smectite and their layer charges in sandstones and shales from shallow burial depth. *Clay Minerals*, 44(4): 421–434.
- ŠRODOŃ, J. y EBERL, D.D. 1984. Illite. En: Bailey, S.W. (ed.), *Micas*. Reviews in Mineralogy, 13. Mineralogical Society of America, Washington, D.C., pp. 495–544.

- ŚRODOŃ, J., CLAUER, N. AND EBERL, D.D. 2002. Interpretation of K-Ar dates of illitic clays from sedimentary rocks aided by modelling. *American Mineralogist*, 87, 1528-1535.
- STOKES, G.G. 1851. On the effect of the internal friction of fluids on the motion of pendulums. *Transactions of the Cambridge Philosophical Society*, 9: 8–106.
- SÜSSENBERGER, A., BRITO NEVES, B.B. y WEMMER, K. 2014. Dating low-grade metamorphism and deformation of the Espinhaço Supergroup in the Chapada Diamantina (Bahia, NE Brazil): a K/Ar fine-fraction study. *Brazilian Journal of Geology*, 44(2): 207-220.
- SÜSSENBERGER, A., SCHMIDT, S.T., WEMMER, K., BAUMGARTNER, L.P. y GROBÉTY, B. 2018a. Timing and thermal evolution of fold-and-thrust belt formation in the Ultima Esperanza District, 51°S Chile: constraints from K-Ar dating and illite characterization. *Geological Society of America Bulletin*, 130(5-6): 975-998.
- TONAI, S., ITO, S., HASHIMOTO, Y., TAMURA, H. y TOMIOKA, N. 2016. Complete  $^{40}\text{Ar}$  resetting in an ultracataclasite by reactivation of a fossil seismogenic fault along the subducting plate interface in the Mugi Mélange of the Shimanto accretionary complex, southwest Japan. *Journal of Structural Geology*, 89: 19–29.
- VAN DER PLUIJM, B.A., HALL, C.M., VROLIJK, P.J., PEVEAR, D.R. y COVEY, M.C. 2001. The dating of shallow faults in the Earth's crust. *Nature*, 412(6843): 172–175.
- VELDE, B. 1995. Composition and mineralogy of clay minerals. En: VELDE, B. (Ed.). *Origin and mineralogy of clays: clays and the environment*. Springer, Berlín–Heidelberg, pp. 8–42.
- VERDEL, C., VAN DER PLUIJM, B.A. y NIEMI, N. 2012. Variation of illite/muscovite  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age spectra during progressive low-grade metamorphism: an example from the US Cordillera. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 164: 521–536.

- VIOLA, G., SCHEIBER, T., FREDIN, O., ZWINGMANN, H., MARGRETH, A. y KNIES, J. 2016. Deconvoluting complex structural histories archived in brittle fault zones. *Nature Communications*, 7(1): 13448.
- WARR, L.N. 2018. A new collection of clay mineral “crystallinity” index standards and revised guidelines for the calibration of Kübler and Árkai indices. *Clay Minerals*, 53(3), 339–350.
- YLAGAN, R.F., KIM, C.S., PEVEAR, D.R. y VROLIJK, P.J. 2002. Illite polytype quantification for accurate K-Ar age determination. *American Mineralogist*, 87(11-12): 1536-1545.
- ZWINGMANN, H., DEN HARTOG, S.A. y TODD, A. 2019. The effect of sub-seismic fault slip processes on the isotopic signature of clay minerals – implications for K–Ar dating of fault zones. *Chemical Geology*, 514: 112–121.



# **CAPÍTULO 10: GEOQUÍMICA Y EDAD DEL MAGMATISMO DEL ÁREA**

## CAPÍTULO 10: GEOQUÍMICA Y EDAD DEL MAGMATISMO DEL ÁREA

### 10.1 Introducción

En el área de estudio afloran cuerpos magmáticos carboníferos (batolito Tabaquito) y pérmico-triásicos (magmatismo Choiyoi), distribuidos en la Cordillera Frontal y la Precordillera. Ambos eventos difieren en composición, origen y contexto tectónico, y han sido vinculados a distintos sistemas metalogénicos en Argentina (Llambías *et al.*, 1993; Rocher *et al.*, 2015). Estas diferencias resaltan la importancia de analizar cada evento en su contexto geológico específico para comprender su papel en la configuración del terreno y en la formación de recursos minerales.

La Provincia Magmática Choiyoi es uno de los eventos magmáticos silícicos más grandes (~900,000 km<sup>2</sup>) de Pangea, y ha sido clasificada como una *Silicic Large Igneous Province* (SLIP) (Bastías-Mercado *et al.*, 2020 y las referencias allí citadas). Aunque los afloramientos de la provincia magmática Choiyoi se extienden por diferentes regiones de Argentina y Chile, los principales afloramientos se localizan en la Cordillera Frontal. Esta provincia magmática está compuesta por rocas volcánicas y plutónicas mesosilíceas y silíceas permo-triásicas, que registran un cambio composicional desde calco-alcalina en la sección inferior hasta alcalina-cálcica en la sección superior (Sato *et al.*, 2015; Rocher *et al.*, 2015 y las referencias allí citadas).

El contexto geodinámico y los procesos petrogenéticos involucrados han sido objeto de debate, aunque hay un consenso general de que el magmatismo Choiyoi evolucionó desde una composición mesosilícica calco-alcalina durante una etapa de arco convergente (~ 290–265 Ma), a una tendencia composicional silícica alcalina-cálcica en una etapa de arco extensional (~ 265–250 Ma) (Gregori y Benedini, 2013; Rocher *et al.*, 2015; Sato *et al.*, 2015; Oliveros *et al.*, 2020; Capaldi *et al.*, 2021; Gianni y Navarrete, 2022).

El magmatismo Choiyoi, está estrechamente relacionado con importantes depósitos minerales en la región andina de Argentina. Los depósitos tipo pórfido cuprífero del Pérmico en Argentina se encuentran genéticamente asociados a la sección inferior del Ciclo Magmático Choiyoi, la cual está compuesta por secuencias volcánicas y piroclásticas de composición andesítica a dacítica. Estas rocas se emplazaron en un contexto de arco magmático activo durante un régimen transpresivo y muestran

características geoquímicas típicas de magmas calco-alcalinos enriquecidos en elementos incompatibles, con una firma adakítica atribuida a procesos de fusión a mayor presión y a mecanismos de AFC (*Assimilation–Fractional Crystallization*, por sus siglas en inglés) y MASH (*Melting–Assimilation–Storage–Homogenization*, por sus siglas en inglés). En contraste, los depósitos epitermales de baja sulfuración de oro y plata están relacionados a la sección superior del mismo ciclo, constituida mayormente por rocas riolíticas formadas durante un régimen transtensivo asociado al retroceso de la losa. Estas rocas muestran una firma geoquímica transicional a intraplaca y son el principal hospedador de los sistemas epitermales de baja sulfuración vinculados a la etapa final del magmatismo Choiyoi (Rubinstein *et al.*, 2021).

En el sector de Chinguillos Oeste afloran rocas subvolcánicas de composición dacítica-riolítica (Figura 10.1) que han sido asignadas al Grupo Choiyoi, de acuerdo a las edades obtenidas de U-Pb en circones mediante CA-TIMS y de Th-U-Pb en monacitas con EPMA (véase Secciones 10.2.3 y 10.2.4).



Figura 10.1. 1. Manifestaciones del magmatismo pérmico-triásico (E12723 y E12725) en el área de estudio, indicadas con flechas.

## 10.2 Metodología

### 10.2.1 Estudios petro – mineralógicos

Los estudios petrográficos-mineralógicos se realizaron en el Gabinete de Petrología y Mineralogía (INGEO), de la Universidad Nacional de San Juan. Este gabinete cuenta con un microscopio óptico de polarización Leica DM 2700 petrocalcográfico, con objetivos de 2,5X, 20X, 40X y 60X. Está provisto de una cámara de video Leica DFC 295 incorporada y monitor de alta resolución, con su correspondiente programa computarizado para tratamiento de imágenes. La observación bajo el microscopio óptico de una serie de secciones delgadas y secciones pulidas, permitieron reconocer rasgos texturales y mineralógicos de las rocas ígneas aflorantes en el sector de Chinguillos Oeste.

### 10.2.2 Análisis geoquímicos de elementos mayores y trazas

Para caracterizar el magmatismo aflorante en el área, se analizaron dos muestras de roca total en SGS (San Juan). En el laboratorio, se midieron óxidos mayoritarios mediante digestión con metaborato de litio y ICP/OES para la determinación de elementos traza. Esta técnica requiere un peso mínimo de muestra de 0,2 g. Los datos geoquímicos fueron procesados con GCDkit, versión 6.1 (Janousek *et al.*, 2011).

### 10.2.3 Datación U-Pb en circones mediante CA-TIMS

El método de datación U-Pb por CA-TIMS (*Chemical Abrasion Thermal Ionization Mass Spectrometry*) es una técnica altamente precisa utilizada en geocronología para determinar la edad de minerales ricos en uranio, como el circón ( $ZrSiO_4$ ). Se basa en la desintegración radiactiva del uranio (U) a plomo (Pb) en dos cadenas isotópicas,  $^{238}U \rightarrow ^{206}Pb$  y  $^{235}U \rightarrow ^{207}Pb$ , cuyos periodos de semidesintegración son de aproximadamente 4,47 y 0,70 Ga, respectivamente (Schoene, 2014).

El método CA-TIMS combina la espectrometría de masas de ionización térmica (TIMS) con un pretratamiento químico que mejora la fiabilidad de los resultados. Una vez seleccionados los cristales de circón se someten a un proceso de abrasión química (CA) con ácido fluorhídrico y nítrico a temperaturas entre 180 y 220 °C. Este procedimiento elimina las zonas alteradas del circón que pueden haber sufrido pérdidas de Pb debido a procesos postcristalización (Mattinson, 2005). Posteriormente, los cristales tratados se disuelven completamente, y los elementos uranio y plomo se

purifican mediante cromatografía de intercambio iónico para eliminar posibles contaminantes.

La medición isotópica se lleva a cabo mediante TIMS. En este paso, las muestras se depositan en un filamento de renio (Re) y se introducen en un espectrómetro de masas de ionización térmica, donde las relaciones isotópicas de U y Pb se determinan con una precisión extremadamente alta. Finalmente, la edad de la muestra se calcula a partir de la ecuación de decaimiento del sistema U-Pb y se analizan los datos mediante diagramas de concordia, lo que permite evaluar posibles alteraciones en el sistema isotópico y verificar la fiabilidad de los resultados (Schaltegger y Davies, 2017).

El método CA-TIMS ofrece numerosas ventajas en comparación con otros métodos de datación geocronológica. Su mayor fortaleza radica en la alta precisión y exactitud de los resultados, con márgenes de error que pueden ser inferiores al 0,1%. Además, la eliminación del plomo perdido durante la abrasión química reduce la posibilidad de obtener edades rejuvenecidas de manera artificial, haciéndolo especialmente útil en el estudio de muestras geológicas antiguas, como circones de más de 500 millones de años (Mattinson, 2005; Schoene, 2014).

El primer paso es el proceso de reducción de tamaño de grano de la roca. Este proceso se llevó a cabo en el Laboratorio de Petrotomía, del Gabinete de Geología Económica (INGEO-UNSJ) en dos etapas: 1) trituración y 2) molienda. En la trituración, se utilizó una trituradora de mandíbula con el objetivo fue reducir el tamaño de la muestra en la medida suficiente para ser molida con posterioridad. Para la molienda, se utilizó una molidora de martillos, con la intención de reducir el tamaño de grano hasta alcanzar el grado de liberación de los circones. Posteriormente, se tamizaron las muestras mediante un tamizador por vibración y se recogieron las partículas pasantes de la malla 70 que corresponde a 210  $\mu\text{m}$ .

Para la separación de la fracción pesada se utilizaron métodos isodinámicos convencionales de la siguiente manera: 1) bateo con agua, 2) separación de los elementos magnéticos, 3) utilización de líquidos pesados. La separación de los materiales magnéticos se realizó mediante un separador magnético Franz, mientras que la separación mediante líquidos pesados se realizó con bromoformo ( $\text{CHBr}_3$ ) y diyodometano ( $\text{CH}_2\text{I}_2$ ), cuyas densidades son 2,84  $\text{gr/cm}^3$  y 3,32  $\text{gr/cm}^3$ , respectivamente. Una vez concentrados los minerales pesados, se procedió con el '*picking*' manual de los circones para su posterior datación (Figura 10.2). Las dos últimas etapas se realizaron en los laboratorios Clemens-Winkler-Bau de la Universidad Tecnológica de Freiberg, Alemania.

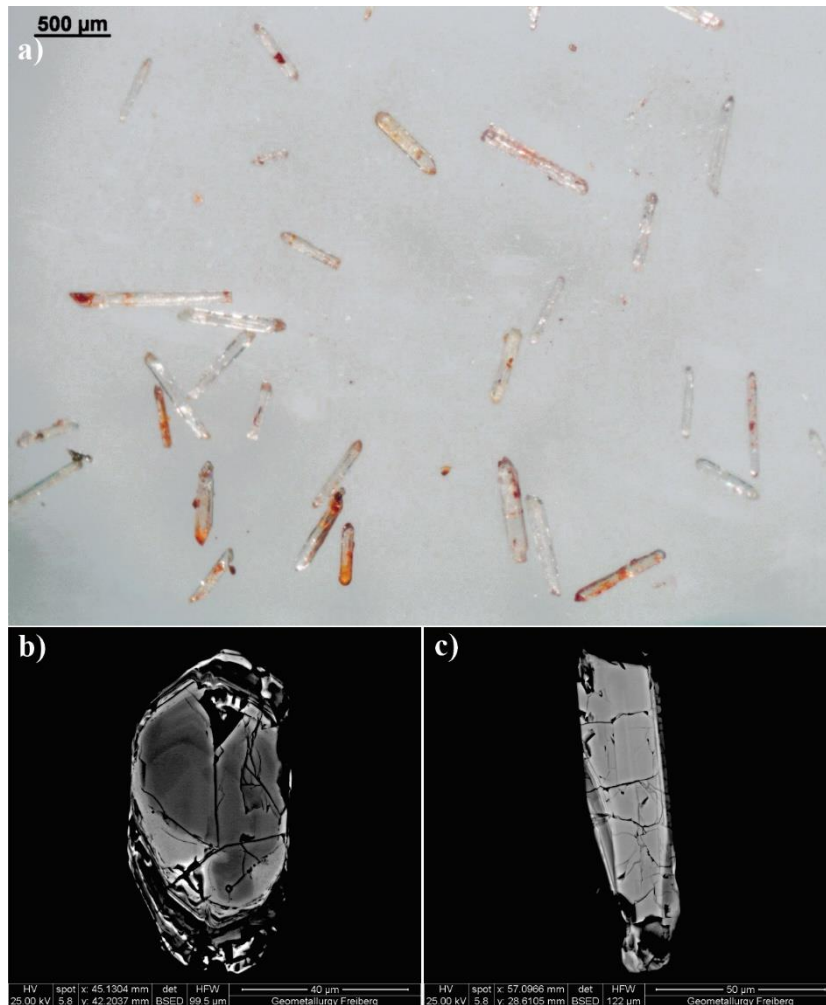


Figura 10.2. 1. a) Circones seleccionados para datación. b y c) Estructura interna de los circones observada con imágenes SEM.

Se seleccionaron aproximadamente 70 cristales de circones los cuales fueron calentados durante 120 horas a 900 °C, y posteriormente sometidos a abrasión química durante 12 horas a 210 °C con HF y HNO<sub>3</sub> concentrados en un recipiente de disolución presurizado Parr. Este procedimiento disuelve dominios cristalinos con un alto grado de daños por radiación fuertes, los cuales se sospecha que han experimentado pérdida de plomo posterior a la cristalización (Mattinson, 2005). Posteriormente, el ácido junto con el material de circón disuelto fue completamente pipeteado y se añadió HNO<sub>3</sub> 3.5 N a los fragmentos de circón restantes, dejándolos durante 30 minutos a 80 °C para eliminar el plomo superficial. Se realizaron varios ciclos de limpieza con agua combinados con tratamiento ultrasónico repetido antes de seleccionar fragmentos individuales de circón para un procesamiento posterior. Los fragmentos individuales de circón se lavaron con HNO<sub>3</sub> 3.5 N y se transfirieron a microcápsulas limpias con una pequeña gota de este

fluido y cuatro gotas de HF concentrado. Las muestras se dosificaron con una solución trazadora de  $^{205}\text{Pb}$ - $^{233}\text{U}$ - $^{235}\text{U}$  (ET535 en la Universidad Tecnológica de Freiberg, Condon *et al.*, 2015). Para la disolución final, las microcápsulas se colocaron en recipientes de disolución presurizados Parr y se calentaron a 200 °C durante 48 horas. Posteriormente, se secaron a 130 °C y se re-disolvieron en HCl 6 N durante 24 horas a 200 °C para transformarlas en cloruros. Tras un secado repetido, las muestras se disolvieron en diez gotas de HNO<sub>3</sub> 3.1 N y se transfirieron a microcolumnas para realizar la química de columnas. El uranio (U) y el plomo (Pb) se separaron del resto de la muestra mediante cromatografía de intercambio aniónico utilizando HCl y agua (H<sub>2</sub>O). La fracción que contenía U y Pb se cargó en filamentos de renio (Re) predegasificados con una gota de gel de sílice (Gerstenberger y Haase, 1997) y se midió con un espectrómetro de masas IsotopX Phoenix utilizando un contador de iones SEM Daly.

#### *10.2.4 Datación Th-U-Pb en monacitas con EPMA (Electron Probe Micro-Analysis)*

El método de datación Th-U-Pb in situ mediante EPMA, se utiliza para la monacita debido a sus numerosas ventajas en comparación con otras técnicas, en particular la capacidad de analizar cristales de grano fino (< 20 µm), incluidos en otros minerales o en venas. Esto se ve mejorado por el creciente conocimiento de las microestructuras de las monacitas observadas en rocas metapelíticas y granitoides, así como en experimentos petrológicos (Schulz, 2017; Skrzypek *et al.*, 2018; Budzyń *et al.*, 2021).

Dada la pequeña granulometría de las monacitas ígneas y metamórficas (predominantemente entre 10 y 100 µm), el análisis petrográfico convencional mediante microscopio óptico resulta insuficiente. Para identificar y documentar estas monacitas en secciones pulidas, se utilizó un microscopio electrónico de barrido (SEM) equipado con mineralogía automatizada (SEM-AM). Este método combina imágenes de electrones retrodispersados (BSE) con espectroscopía de dispersión de energía puntual (EDS), empleando un disparador basado en el rango de tonos de gris de las imágenes BSE para detectar monacitas y otros minerales relevantes. Esto permitió seleccionar granos específicos y obtener imágenes BSE detalladas para analizar estructuras internas.

La datación de monacita mediante microsonda electrónica con el método Th-U-Pb se basa en el hecho de que el plomo (Pb) presente en este mineral proviene casi exclusivamente de la desintegración radiactiva del torio (Th) y el uranio (U), mientras

que la cantidad de plomo original (o "común") es insignificante. Esto permite estimar la edad de la monacita midiendo la cantidad de Th, U y Pb en su composición.

Para llevar a cabo estos análisis, se utilizó una microsonda electrónica JEOL JXA-8530F en el Instituto Helmholtz Freiberg (Alemania). Se configuró un haz de electrones con un voltaje de 20 kV, una corriente de 100 nA y un diámetro de 5  $\mu\text{m}$ , aunque en el caso de monacitas más pequeñas (< 10  $\mu\text{m}$ ), el diámetro se redujo a 3  $\mu\text{m}$  para mejorar la precisión.

Para identificar y cuantificar el contenido de Th, U y Pb en la monacita, se utilizaron diferentes cristales en los espectrómetros de la microsonda, junto con materiales de referencia bien caracterizados. La calibración del plomo (Pb) se realizó con crocoíta natural, mientras que el Th y U se calibraron con materiales metálicos de referencia. Además, se utilizaron ultrafosfatos de tierras raras sin plomo para calibrar otros elementos.

Los datos obtenidos fueron corregidos para eliminar interferencias y errores de medición. Se aplicaron ajustes para corregir posibles interferencias entre los diferentes elementos y se descartaron aquellos análisis que mostraban valores anómalos. Además, se utilizaron estándares de referencia para controlar la precisión de los resultados, asegurando que los datos fueran consistentes a lo largo del tiempo.

Para determinar la edad de la monacita, se aplicaron varios métodos. En primer lugar, se calculó una edad para cada análisis individual utilizando un procedimiento estándar. Luego, las edades de la monacita se determinaron utilizando el método isócrono  $\text{ThO}_2^*-\text{PbO}$  (CHIME) de Suzuki *et al.* (1994), donde  $\text{ThO}_2^*$  es la suma de  $\text{ThO}_2$  medido más el equivalente de  $\text{ThO}_2$  correspondiente al  $\text{UO}_2$  medido. Esta edad se basa en la pendiente de una línea de regresión de  $\text{ThO}_2^*$  vs.  $\text{PbO}$ , forzada a pasar por el origen. Como el cálculo de la línea de regresión subestima el error, en un tercer paso se calcularon las edades promedio ponderadas para las poblaciones de monacita a partir de los análisis individuales que definen la línea de regresión utilizando Isoplot 3.0 (Ludwig, 2001). Dado que el tamaño de la mayoría de los granos de monacita es inferior a 50  $\mu\text{m}$ , se intentó realizar una malla estrecha de análisis cuantitativos completos. En todas las muestras analizadas, las edades isócronas y las edades promedio ponderadas coincidieron dentro del margen de error.

### 10.3 Análisis petro-mineralógico

En el área de estudio se reconoce un dique de tonalidades anaranjadas a rojizas, de aproximadamente 10 km de longitud y orientación NNO–SSE, que intruye las metasedimentitas devónicas de la Formación Río Blanco (Figuras 10.3.1 y 10.3.2). Para su caracterización petro-mineralógica y geoquímica, se recolectó la muestra identificada como E12723.

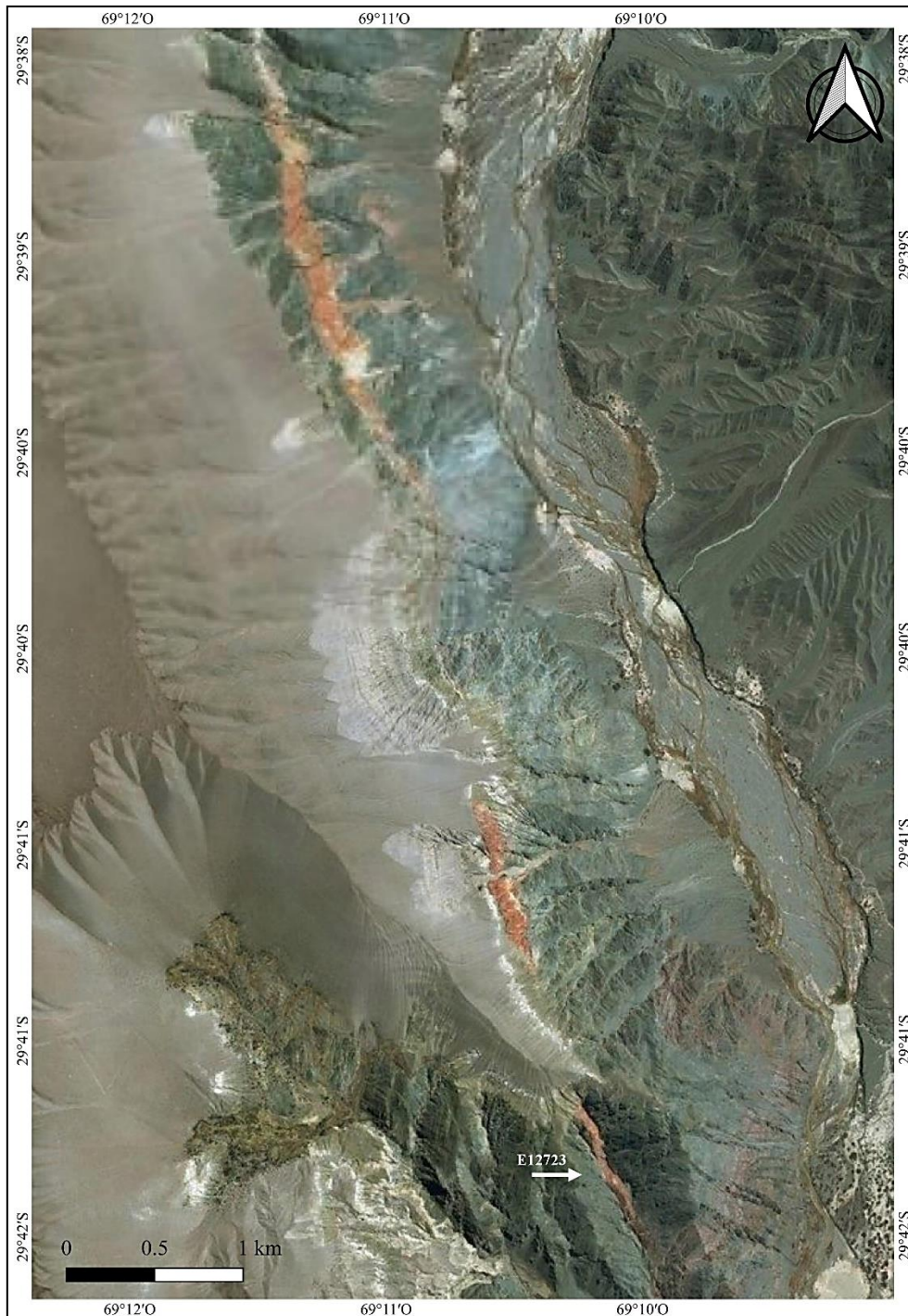


Figura 10.3. 1. Ubicación y extensión geográfica del dique riolítico E12723.

La muestra E12723 consiste en una roca con textura porfírica compuesta por fenocristales de cuarzo, feldespato potásico y en menor medida por plagioclasa. Estos fenocristales representan aproximadamente el 30% del volumen total de la roca (estimación visual), mientras que el 70% restante corresponde a la pasta que los rodea. Bajo el análisis petrográfico, el cuarzo es euhedral (Figura 10.3.3 a), con dimensiones que no superan los 0,5 cm y presenta senos de corrosión. El feldespato se encuentra parcialmente alterado a un agregado microlítico de bajo relieve, con escasa o nula birrefringencia, lo que sugiere una alteración a minerales del grupo de las arcillas, probablemente caolinita. La plagioclasa se presenta en cristales subhedrales con maclas polisintéticas (Figuras 10.3.3 b y c). Se observa calcita que reemplaza fenocristales de feldespato y también en venillas. La pasta conserva una textura microgranosa relictas, donde se identifica cuarzo primario acompañado de sericita. En conjunto, la roca presenta una alteración sericítica. De acuerdo con su composición modal, se clasifica como riolita.



*Figura 10.3. 2. Vista hacia el norte del afloramiento donde se observa el dique riolítico, caracterizado por sus tonos rojizos. En la imagen se aprecia la escala proporcionada por los integrantes del equipo de campo.*

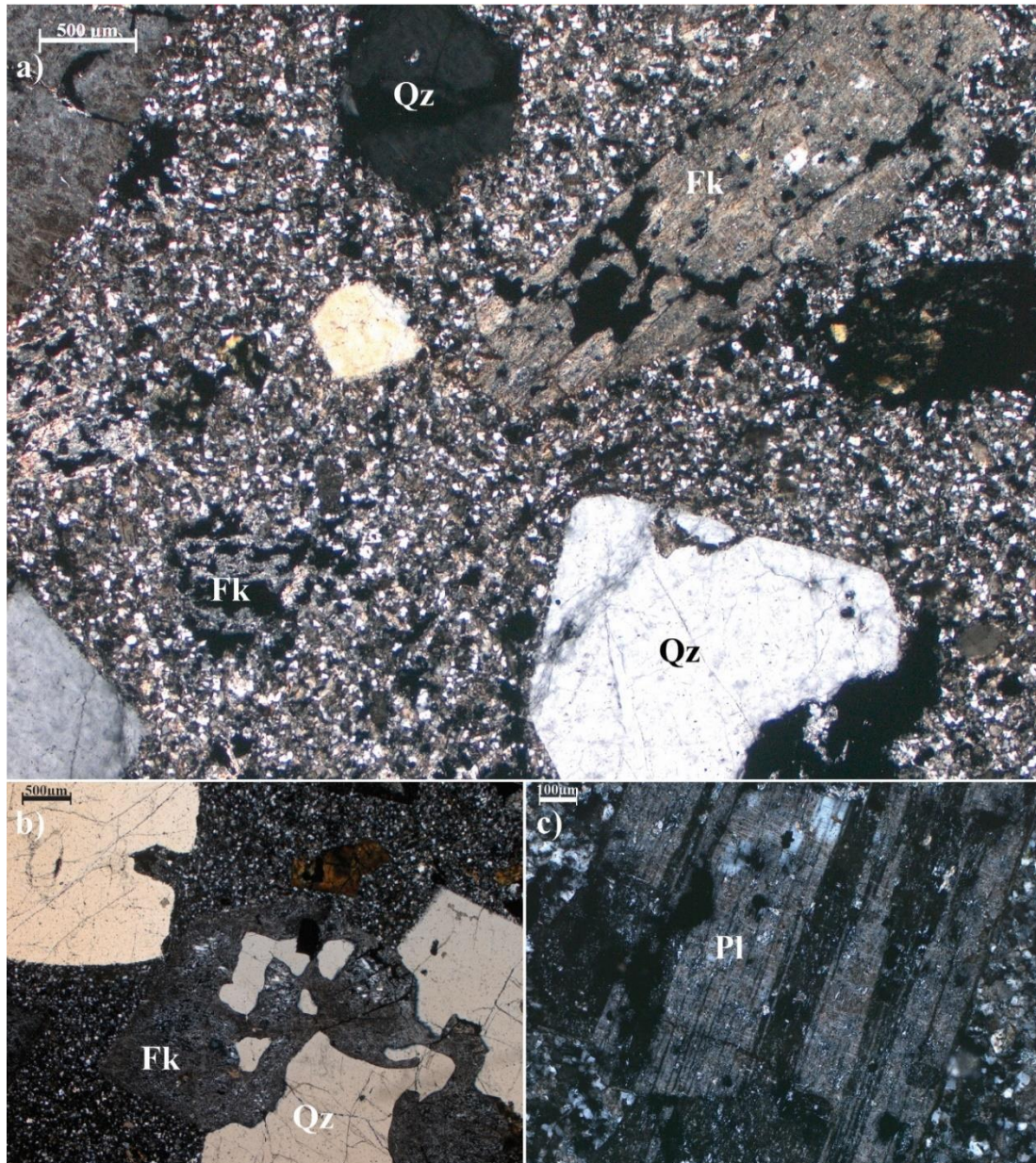


Figura 10.3. 3. a) Textura porfírica con fenocristales de Qz: cuarzo y Fk: feldespato alcalino en una pasta con alteración sericítica; b) feldespato con alteración sericitico-argilosa; c) plagioclasa con macla polisintética.

Hacia el sur, aproximadamente a 2 km del dique riolítico (Figura 10.3.4), aflora un dique de tonalidad blanca con una orientación NNO-SSE y una longitud cercana a 1 km. Este dique, correspondiente a la muestra E12725, está cortado por una falla de orientación NO-SE y carácter sinistral, lo que evidencia actividad tectónica posterior a su emplazamiento (véase Figura 8.4.3, Sección 8.4).

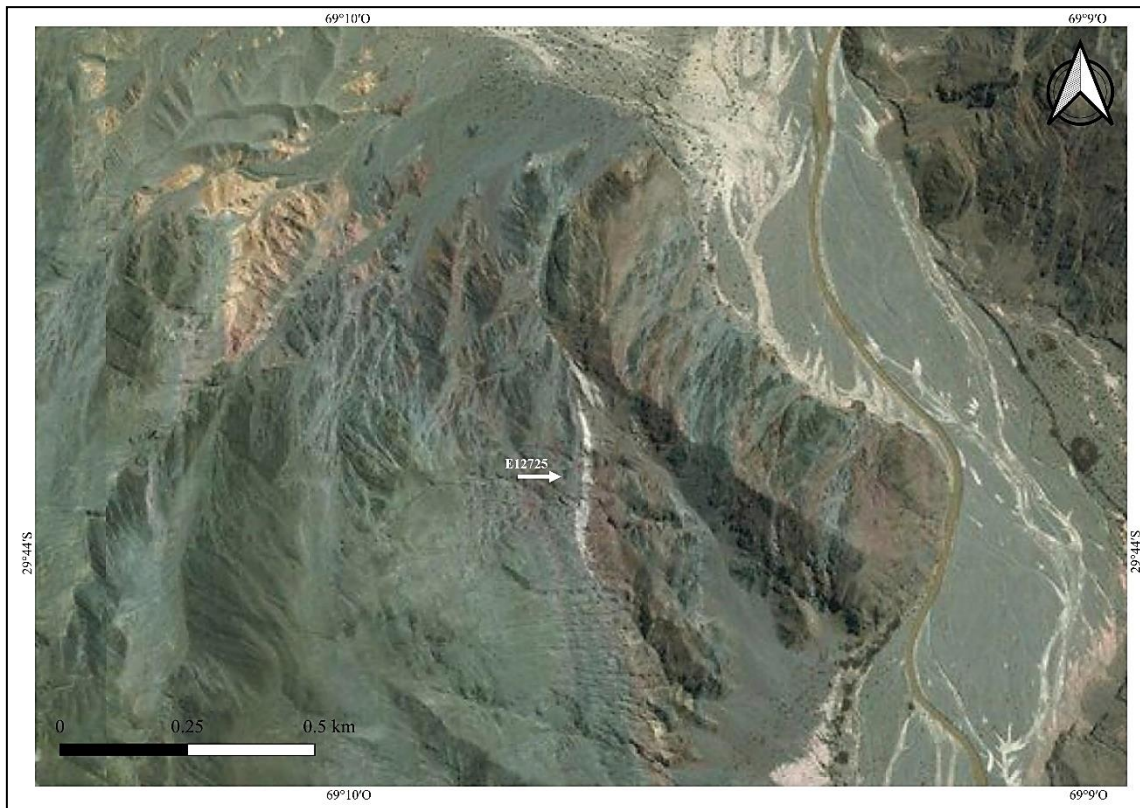


Figura 10.3. 4. Ubicación del dique de la muestra E12725.

De esta litología, se muestreó un ejemplar destinado a un análisis petrográfico detallado. El análisis, indica que la muestra E12725 corresponde a una roca con textura porfírica compuesta por fenocristales de cuarzo, y en menor medida por feldespatos y biotitas, representando ~20-25% del volumen total (estimación visual). El cuarzo es euhedral y tiene dimensiones que alcanzan 0,5 cm (Figura 10.3.5 a). El feldespato se encuentra reemplazado por sericita y caolín (Figura 10.3.5 b). La biotita está alterada a clorita y titanita acompañados de minerales opacos (Figura 10.3.5 c). Los minerales opacos (entre 3-5%) se presentan diseminados con formas rectangulares, tabulares y cuadradas. La pasta se encuentra intensamente sericitizada, en la cual se reconoce cuarzo primario, lo que permite definir la alteración como sericítica. De acuerdo a su composición modal, se clasifica como riolitoide.

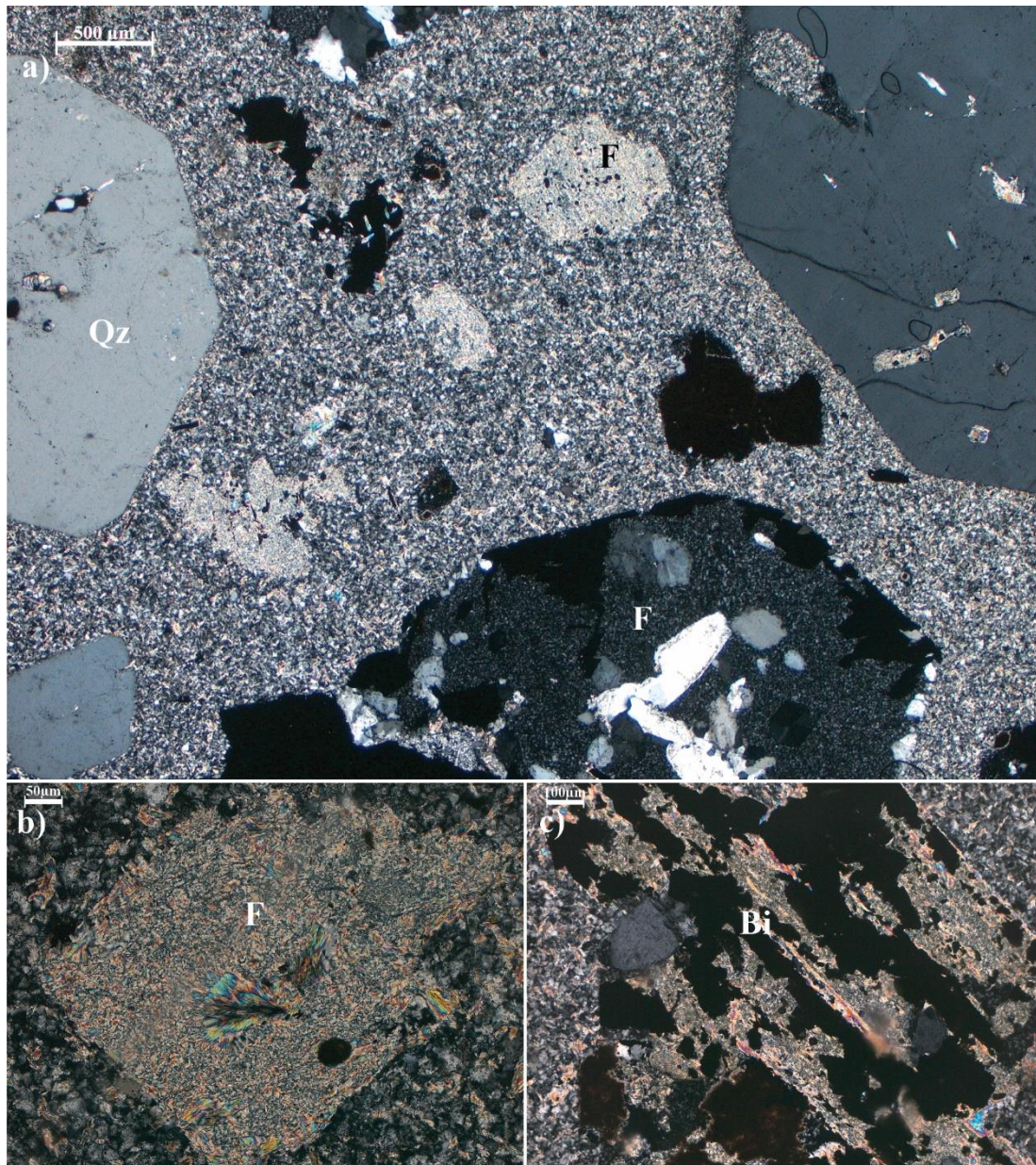


Figura 10.3. 5. a) Textura porfirica con fenocristales de cuarzo, feldespatos alterados y minerales opacos diseminados en una pasta con alteración sericítica; b) cristal de feldespato reemplazado por sericita; c) Bi: biotita reemplaza por clorita acompañada de opacos minerales.

## 10.4 Geoquímica

De acuerdo a su composición química, las rocas clasificadas modalmente de forma general como riolitoides (E12723 y E12725) corresponden a riolitas-dacitas de acuerdo con los diagramas de clasificación de Middlemost (1994). Teniendo en cuenta que las rocas presentan alteración sericítica, la cual pudo afectar los contenidos de  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  en los que se basa esta clasificación, también se utilizó la clasificación de Winchester y



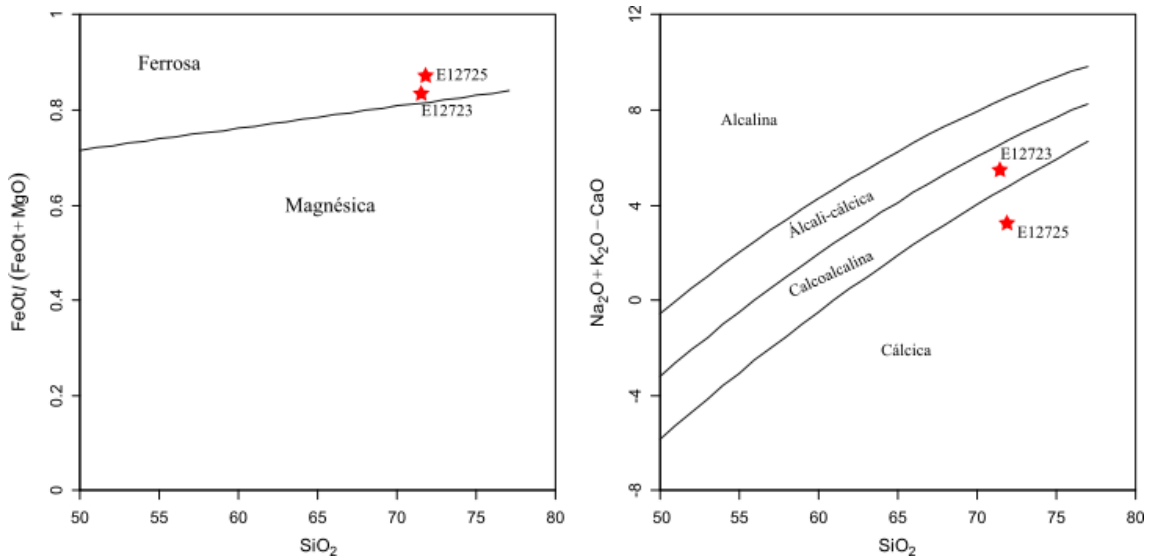


Figura 10.4. 2. Diagramas de clasificación geoquímica propuestos por Frost et al. (2001). Izquierda: relación  $FeOt/(FeOt + MgO)$  vs.  $SiO_2$ , que distingue entre tendencias ferrosas y magnésicas. Derecha: relación  $(Na_2O + K_2O - CaO)$  vs.  $SiO_2$ , que permite identificar tendencias cálcicas, calcoalcálicas, álcali-cálcicas y alcalinas.

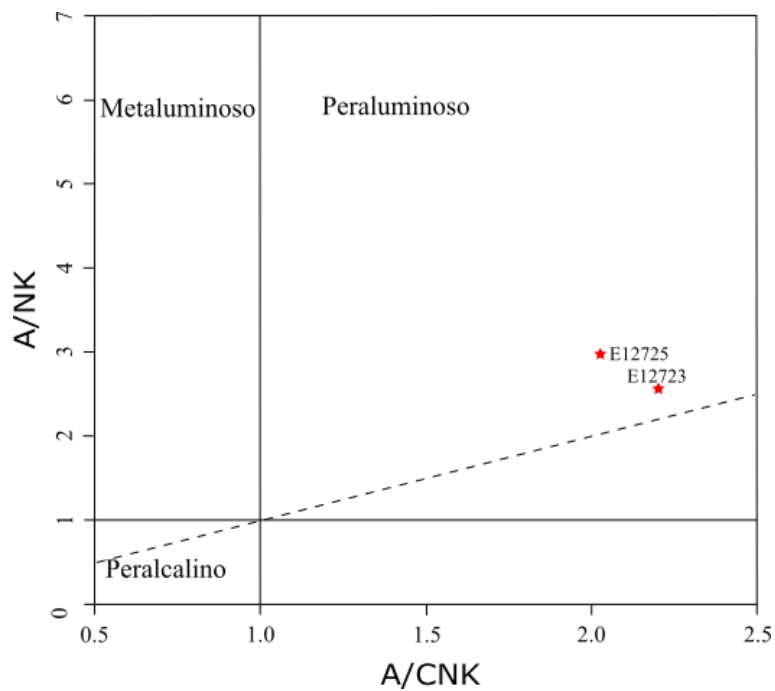


Figura 10.4. 3. Diagrama de índice de saturación de aluminio (Shand, 1943), que se utiliza para discriminar rocas de composición metaluminosa, peraluminosa y peralcalina.

## 10.5 Geocronología

### 10.5.1 U-Pb en circones por CA-TIMS

En total, se dataron 14 circones correspondientes a la muestra Di1 (E12723), extraída del dique riolítico aflorante en Chinguillos Oeste y que posteriormente fue analizada para por Th-U-Pb en monacitas con EPMA. En el caso de la muestra E12725, correspondiente al dique dacítico, no se identificaron circones preservados ni con condiciones adecuadas para su datación. Para la interpretación de los resultados U-Pb y la construcción de la curva de concordia y del histograma de frecuencias (Figuras 10.5.1 y 10.5.2), se utilizó el *software* IsoplotR (Vermeesch, 2018). Las edades obtenidas y los radios isotópicos, se encuentran en el Anexo (Tabla A 6).

La distribución de los datos indica que muchas de las muestras se agrupan en torno a la curva de concordia y definen una población homogénea. Sin embargo, algunos puntos muestran mayor discordancia y/o se presentan edades aisladas más jóvenes, posiblemente debido a pérdida de Pb (véase Sección 10.5.1).

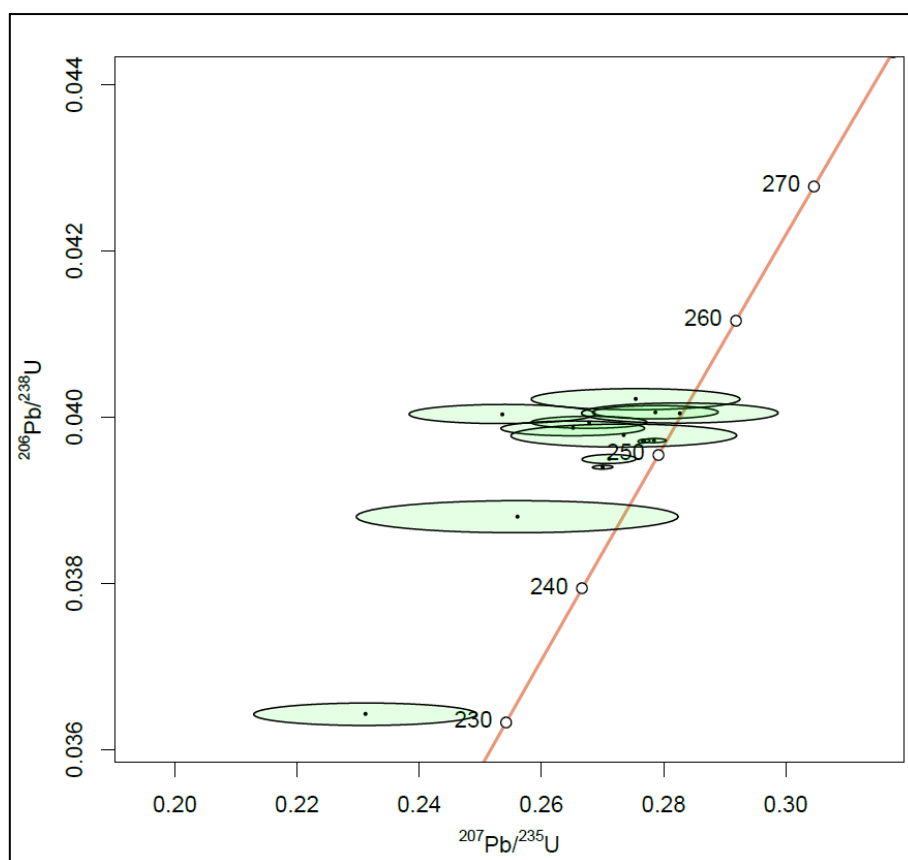


Figura 10.5. 1. Curva de concordia de 14 circones datados por U-Pb con CA-TIMS, construida con IsoplotR. Los puntos negros dentro de las elipses son los valores de las muestras analizadas.

El histograma de frecuencias y la curva de densidad correspondiente (Figura 10.5.2) evidencian una concentración principal de edades entre 245 y 255 Ma, con un pico máximo cercano a 250 Ma, y la presencia de un grupo menor de edades más jóvenes alrededor de 230 Ma.

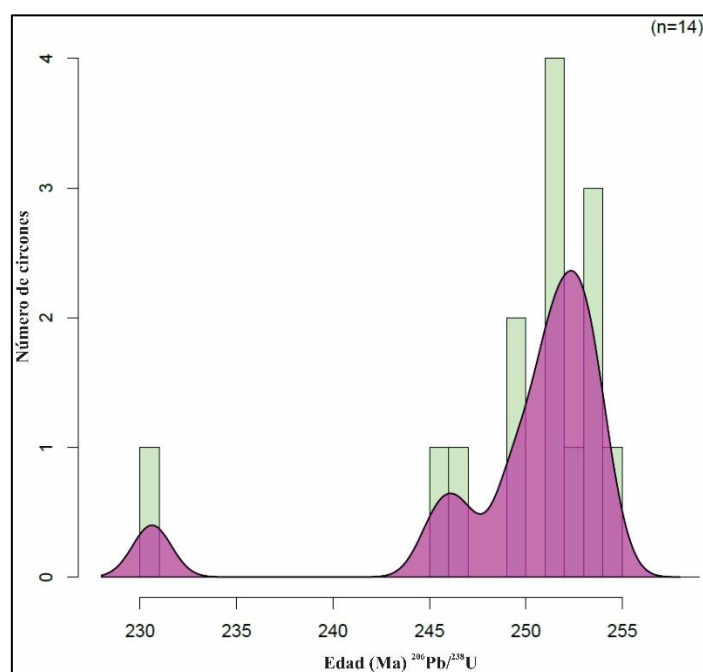


Figura 10.5. 2. Histograma de edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  obtenidas en circones de la muestra DiI (E12723), correspondiente al dique riolítico de Chinguillos Oeste ( $n = 14$ ). Las barras verdes indican la frecuencia de cristales por intervalo de 1 Ma, mientras que la curva violeta representa la densidad de probabilidad, destacando la concentración principal de edades entre 245 y 255 Ma.

El análisis geocronológico U-Pb de la muestra, arroja una edad promedio ponderada de  $253,01 \pm 0,46$  Ma (error a  $2\sigma$ ), con un MSWD de 2,2 ( $n=5$ ), calculada a partir de las edades  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , lo que sugiere una ligera dispersión en los datos que podría indicar cierta heterogeneidad en la muestra o una mezcla de poblaciones isotópicas. En el diagrama de edades individuales (Figura 10.5.3), la mayoría de los puntos se alinean con la edad promedio, aunque algunas con error más grandes reflejan mayores incertidumbres en ciertas mediciones. En la parte inferior de la Figura 10.5.3, se incluye una curva de distribución estadística que representa la probabilidad teórica del valor de MSWD bajo la hipótesis de que los cinco análisis pertenecen a una única población sin dispersión geológica real. El valor observado de MSWD (2,24) se encuentra dentro del intervalo de confianza del 95 % (0,02–2,38), lo que sugiere que, aunque el valor es cercano al límite

superior, la dispersión sigue siendo estadísticamente aceptable y no necesariamente indica la presencia de múltiples eventos. Desde un punto de vista geológico, esta edad podría estar vinculada al evento de cristalización magmática, y la leve dispersión sugiere la posibilidad de un proceso de pérdida de Pb, interpretado como producto de alteración hidrotermal (véase Sección 10.3).

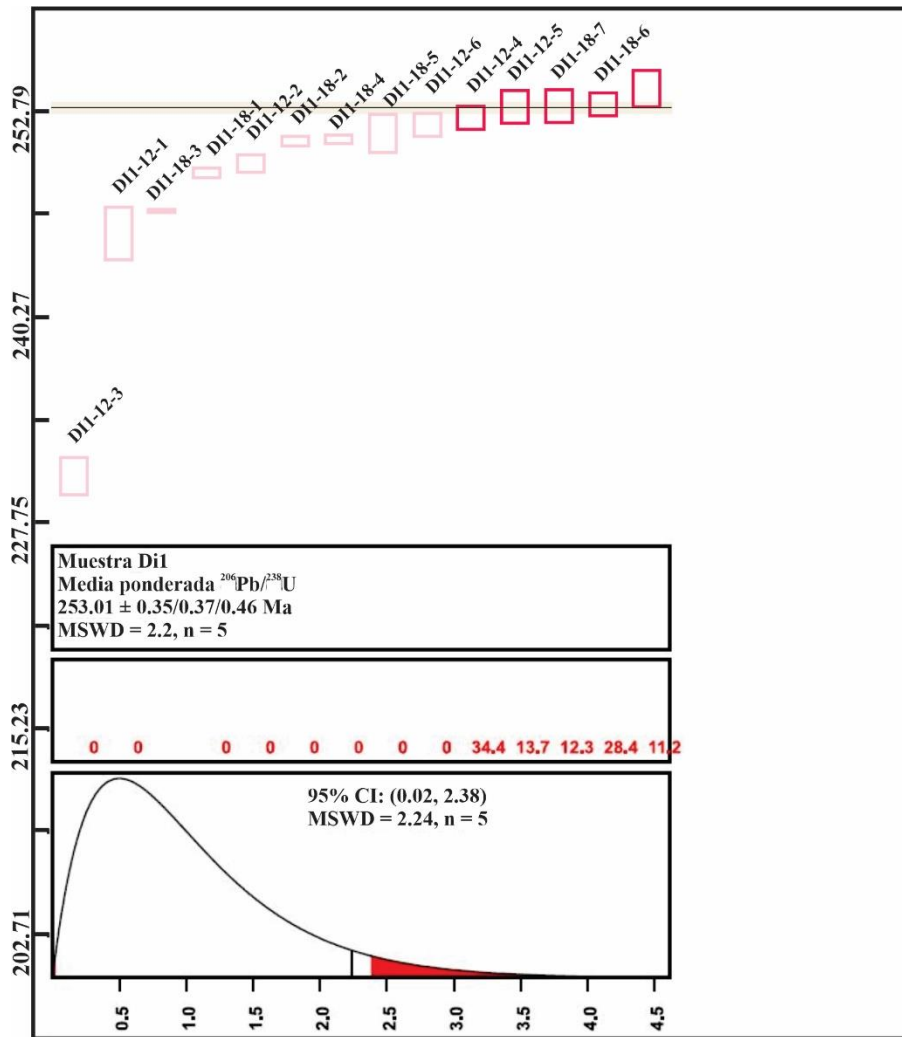


Figura 10.5. 3. Diagrama de edades individuales, edad promedio ponderada e histograma de distribución para los 14 circones datados correspondientes a la muestra Di1.

### 10.5.1 Th-U-Pb en monacitas con EPMA

Mediante el uso de un microscopio electrónico de barrido (SEM) equipado con mineralogía automatizada (SEM-AM), se identificaron y seleccionaron los granos que presentaban diámetros superiores a 30  $\mu\text{m}$  (Figura 10.5.4) en la muestra Di1, asegurando que las mediciones obtenidas fueran representativas y minimizaran posibles sesgos analíticos derivados del tamaño del grano.



Figura 10.5. 4. Búsqueda de monacitas mediante Mineralogía Automatizada por SEM. Los cristales de monacitas en la muestra Di1, están representados con color violeta. Se encuentran enumerados aquellos valores que fueron seleccionados para análisis.

Una vez seleccionados los granos específicos, se adquirieron imágenes de electrones retrodispersados (BSE) con el objetivo de analizar en profundidad sus estructuras internas (Figura 10.5.5). Estas imágenes revelaron una notable diversidad morfológica entre las monacitas estudiadas. Aunque algunos cristales conservan bordes relativamente definidos, en general predominan formas irregulares con contornos ameboides y escasa euhedralidad. Además, se observaron microestructuras de resorción en varios granos, consistentes con procesos de disolución-reprecipitación, los cuales son característicos de ambientes hidrotermales.

También se identificaron patrones de zonación parcial en ciertos cristales, evidenciando variaciones composicionales internas. En varias monacitas, se observaron texturas tipo esponja, con microcavidades y zonas de menor densidad (Figura 10.5.5), interpretadas como producto de una sobreimpresión hidrotermal mediante disolución-reprecipitación (véase Read *et al.*, 2002; Schulz, 2021). Asimismo, algunos granos presentaron trazas de fisión, especialmente en los bordes, atribuibles a daño estructural asociado a la desintegración radiactiva del torio y el uranio incorporados en la red cristalina (Gleadow *et al.*, 1986).

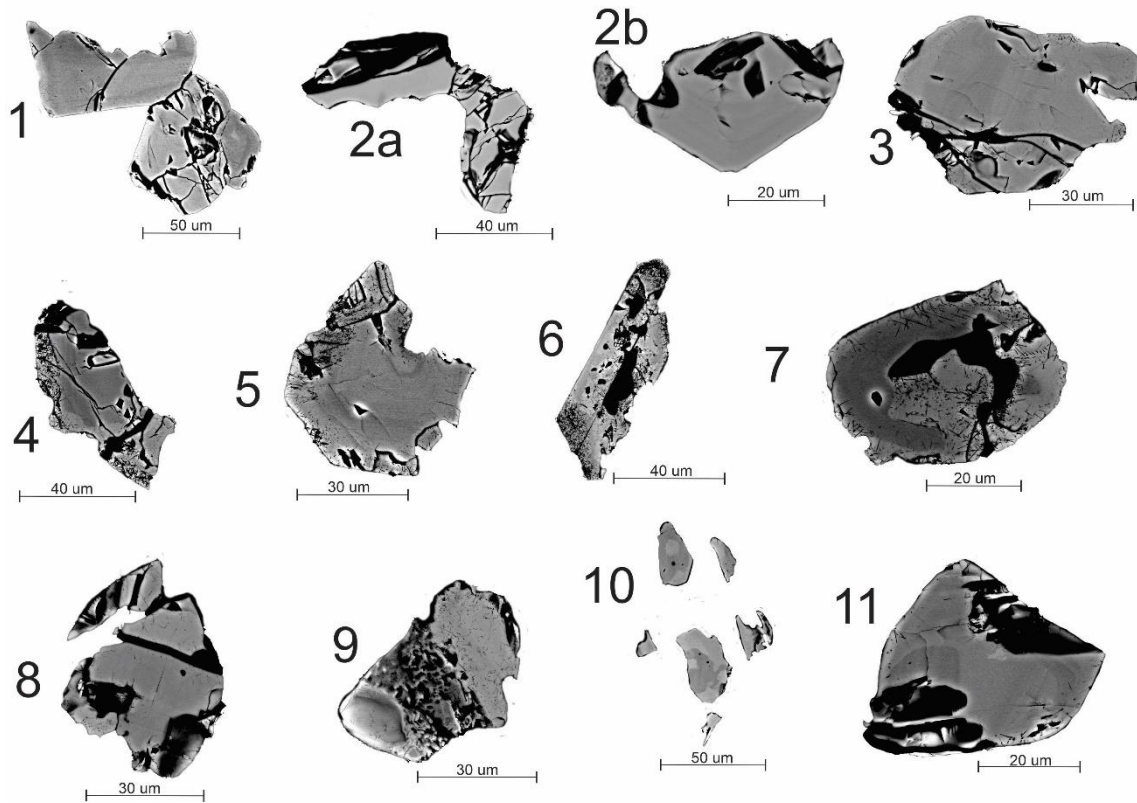


Figura 10.5. 5. Imágenes BSE de las monacitas de dique riolítico. Se reconocen formas parcialmente euhédricas con bordes redondeados (3, 7, 11), formas irregulares (1, 2a, 2b, 4, 5, 8, 9), formas prismáticas (6), texturas tipo esponja (9) y trazas de fisión (4, 5, 6 y 7).

El conjunto de edades obtenidas para los granos de monacita presenta una dispersión moderada, con una edad media ponderada de  $205 \pm 5$  Ma (error a  $2\sigma$ ), un valor de MSWD de 1,3 y una probabilidad asociada de 0,063 (Figura 10.5.6).

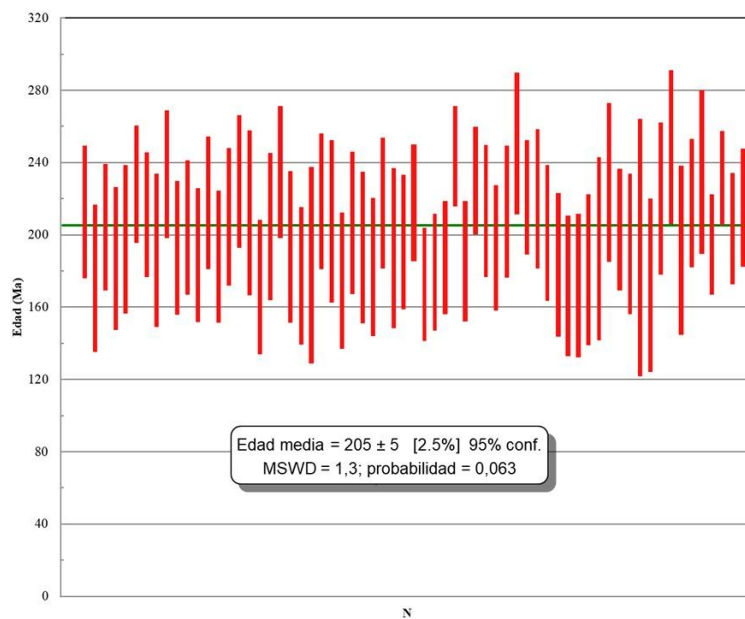


Figura 10.5. 6. Diagrama de edades individuales de monacitas con sus respectivos errores analíticos ( $2\sigma$ ). La edad media ponderada es de  $205 \pm 5$  Ma, con un MSWD de 1,3 y una probabilidad de concordancia de 0,063. Los datos corresponden al análisis de monacitas provenientes de los diques que afloran en Chinguillos Oeste.

La muestra Di1 presenta una isócrona de  $\text{ThO}_2^*$  ( $\text{ThO}_2 + \text{UO}_2$  equivalentes) vs.  $\text{PbO}$  (wt%) de 203 Ma con un coeficiente de determinación  $R^2$  de 0,7889 (Figura 10.5.7). Esta edad representa una población homogénea de cristales y coincide con la edad promedio calculada por el método Th–Pb, lo que sugiere un único evento cronológico. Considerando las texturas observadas en las imágenes de electrones retrodispersados (zonación parcial, contornos ameboides y evidencias de disolución-reprecipitación), se interpreta que esta edad refleja un proceso de alteración de tipo hidrotermal. Esta interpretación se ve reforzada por la discrepancia respecto a la edad U–Pb ( $253,01 \pm 0,46$  Ma) determinada en circones de la misma muestra, así como por evidencias petrográficas adicionales que indican una sobreimpresión hidrotermal. Por lo tanto, se infiere que la cristalización de la monacita no corresponde al evento magmático original, sino a una etapa posterior de alteración vinculada a la circulación de fluidos hidrotermales.

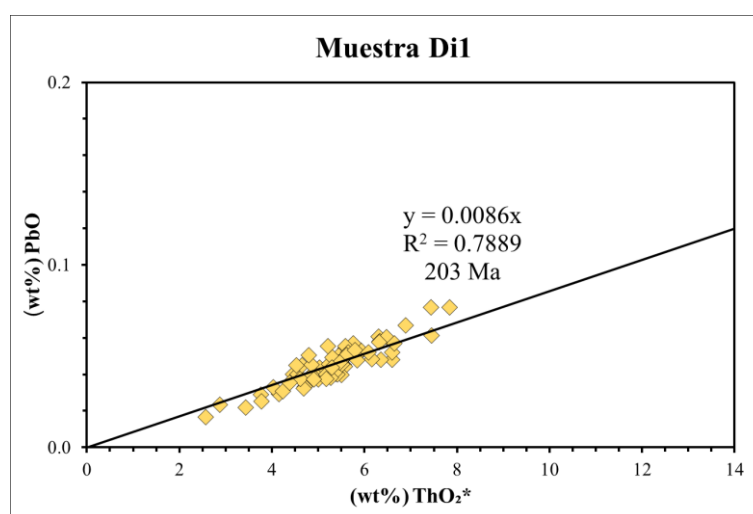


Figura 10.5. 7. Diagramas de isocrona de  $\text{ThO}_2$  total ( $\text{ThO}_2 +$  equivalentes de  $\text{UO}_2$  expresados como  $\text{ThO}_2$ ) vs  $\text{PbO}$  (wt%) \*. La línea de regresión, con su coeficiente de determinación  $R^2$ , se ajustan forzando el paso por el origen (Suzuki *et al.*, 1994; Montel *et al.*, 1996).

Los campos de la Figura 10.5.8, se construyeron a partir de los valores de Th y U de cristales de monacitas de origen metamórfico, granítico, diagenético, pegmatítico e hidrotermal, representativos según la literatura (Mannucci *et al.*, 1986; Demartin *et al.*,

1991; Zhu and O'Nions, 1999; Poitrasson *et al.*, 2000; Pyle *et al.*, 2005; Rasmussen y Muhling, 2007; Janots *et al.*, 2008, Janots *et al.*, 2012).

La monacita de rocas metasedimentarias presenta, por lo general, relaciones Th/U más bajas que la monacita de rocas magmáticas (como carbonatitas, granitos y pegmatitas), lo que sugiere que la relación Th/U en la monacita está, al menos en parte, controlada por la relación Th/U de la roca huésped. Además, las concentraciones de U, y en menor medida las de Th, tienden a aumentar con el grado metamórfico.

Por otro lado, las monacitas hidrotermales exhiben concentraciones de U notablemente bajas, lo que sugiere que no son las condiciones metamórficas, sino la interacción con fluidos, el principal factor responsable de esta depleción en U. En ciertos casos, las bajas concentraciones de U resultan en valores de Th/U excepcionalmente altos en la monacita (Poitrasson *et al.*, 2000; Pyle, 2006; Janots *et al.*, 2012). Así, la relación extrema de Th/U parece ser una característica distintiva de la monacita hidrotermal.

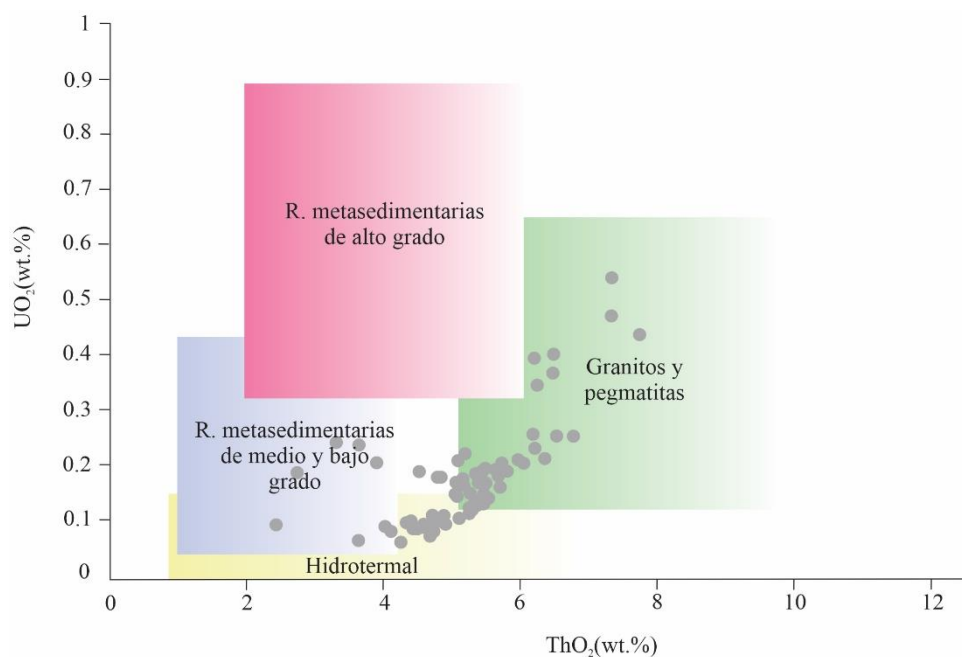


Figura 10.5. 8. Concentración de  $ThO_2$  y  $UO_2$  de las monacitas estudiadas comparados con campos creados a partir de datos seleccionados de la literatura sobre monacitas de metasedimentitas de bajo grado (Rasmussen y Muhling, 2007; Janots *et al.*, 2008), medio (Janots *et al.*, 2008 y datos no publicados) y alto (Pyle *et al.*, 2005), granito (Zhu y O'Nions, 1999), pegmatitas (Mannucci *et al.*, 1986; Demartin *et al.*, 1991) e hidrotermales (Mannucci *et al.*, 1986; Demartin *et al.*, 1991).

## 10.6 Síntesis interpretativa

Los circones analizados muestran una distribución en la que la mayoría de las muestras se agrupan en torno a la curva de concordia, lo que indica edades confiables y ausencia de perturbaciones significativas en el sistema isotópico. La edad promedio obtenida para los circones de la muestra Di1 es de  $253,01 \pm 0,46$  Ma, lo que se interpreta como la edad del emplazamiento del dique riolítico, correspondiente al magmatismo Pérmico tardío. Sin embargo, la presencia de algunos puntos desviados sugiere la ocurrencia de un evento de alteración hidrotermal, el cual podría haber inducido la pérdida de Pb, modificando la relación U-Pb y alejando ciertas muestras de la curva de concordia.

Por otro lado, las dataciones de monacitas revelan un proceso posterior al magmatismo que tuvo lugar  $\sim 203$  Ma. Las texturas en esponja observadas en los cristales de monacita y la elevada relación Th/U sugieren procesos de alteración hidrotermal, particularmente sericitización, que afectó a la roca con posterioridad al evento magmático.

## 10.7 Bibliografía

- BASTÍAS MERCADO, F., GONZALEZ, J., OLIVEROS, V. 2020. Volumetric and compositional estimation of the Choiyoi Magmatic Province and its comparison with other Silicic Large Igneous Provinces. *Journal of South American Earth Sciences*, 103, 102749.
- BUDZYŃ, B., WIRTH, R., SLÁMA, J., BIRSKI, Ł., TRAMM, F., KOZUB-BUDZYŃ, G.A., RZEPA, G. y SCHREIBER, A. 2021. LA-ICPMS, TEM and Raman study of radiation damage, fluid-induced alteration and disturbance of U-Pb and Th-Pb ages in experimentally metasomatised monazite. *Chemical Geology*, 583: 120464.
- CAPALDI, T.N., MCKENZIE, N.R., HORTON, B.K., MACKAMAN-LOFLAND, C., COLLEPS, C.L., STOCKLI, D.F. 2021. Detrital zircon record of Phanerozoic magmatism in the southern Central Andes. *Geosphere*, 17(3), 876–897.
- CONDON, D.J., SCHOENE, B., MCLEAN, N.M., BOWRING, S.A., PARRISH, R. 2015. Metrology and traceability of U–Pb isotope dilution geochronology

- (EARTHTIME Tracer Calibration Part I). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 164, 464–480.
- DEMARTIN, F., PILATI, T., DIELLA, V., DONZELLI, S. y GRAMACCILO, C. M. 1991. Alpine monazite; further data. *The Canadian Mineralogist*, 29(1), 61–67.
- FROST, B.R., BARNES, C.G., COLLINS, W.J., ARCULUS, R.J., ELLIS, D.J. y FROST, C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11): 2033-2048.
- GERSTENBERGER, H. y HAASE, G. 1997. A highly effective emitter substance for mass spectrometric Pb isotope ratio determinations. *Chemical Geology*, 136, 309–312.
- GIANNI, G.M. y NAVARRETE, C.R. 2022. Catastrophic slab loss in southwestern Pangea preserved in the mantle and igneous record. *Nature Communications*, 13, 698.
- GLEADOW, A. J., DUDDY, I. R., GREEN, P. F. y LOVERING, J. F. 1986. Confined fission track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94, 405–415.
- GREGORI, D. y BENEDINI, L. 2013. The Cordon del Portillo Permian magmatism, Mendoza, Argentina, plutonic and volcanic sequences at the western margin of Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, 42, 61–73.
- JANOTS, E., ENGI, M., BERGER, A., ALLAZ, J., SCHWARZ, J. O. y SPANDLER, C. 2008. Prograde metamorphic sequence of REE minerals in pelitic rocks of the Central Alps: implications for allanite–monazite–xenotime phase relations from 250 to 610 °C. *Journal of Metamorphic Geology*, 26(5), 509–526.
- JANOTS, E., BERGER, A., GNOS, E., WHITEHOUSE, M., LEWIN, E. y PETTKE, T. 2012. Constraints on fluid evolution during metamorphism from U–Th–Pb systematics in Alpine hydrothermal monazite. *Chemical Geology*, 326, 61–71.

- JANOUSEK, V., FARROW, C. M., ERBAN, V., TRUBAC, J. 2011. Brand new Geochemical Data Toolkit (GCDkit 3.0) – is it worth upgrading and browsing documentation? (Yes!). *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 18, 26–30.
- LLAMBÍAS, E. J., LEANZA, H. A., y CARBONE, O. 1993. El magmatismo gondwánico en Argentina: su evolución temporal y espacial. *Revista Geológica de Chile*, 20(1), 89–105.
- LUDWIG, K. R. 2001. Isoplot/Ex rev. 2.49: a geochronological tool kit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 55*, 56 p.
- MANNUCCI, G., DIELLA, V., GRAMACCILOLO, C. M. y PILATI, T. 1986. A comparative study of some pegmatitic and fissure monazite from the Alps. *The Canadian Mineralogist*, 24(3), 469–474.
- MATTINSON, JM. 2005. Zircon U–Pb chemical abrasion (“CA-TIMS”) method: combines annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages. *Chemical Geology*, 220, 47–66.
- MIDDLEMOST, E.A.K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37, 215–244.
- OLIVEROS, V., VÁSQUEZ, P., CREIXELL, C., LUCASSEN, F., DUCEA, M. N., CIOCCA, I., GONZÁLEZ J., ESPINOZA, M., SALAZAR E., COLOMA, F. y KASEMANN, S. A. 2020. Lithospheric evolution of the Pre-and Early Andean convergent margin, Chile. *Gondwana Research*, 80, 202–227.
- POITRASSON, F., CHENERY, S. y SHEPHERD, T. J. 2000. Electron microprobe and LA-ICP-MS study of monazite hydrothermal alteration: implications for U–Th–Pb geochronology and nuclear ceramics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(19), 3283–3297.
- PYLE, J. M., SPEAR, F. S., WARK, D. A., DANIEL, C. G. y STORM, L. C. 2005. Contributions to precision and accuracy of monazite microprobe ages. *American Mineralogist*, 90(4), 547–577.

- RASMUSSEN, B. y MUHLING, J. R. 2007. Monazite begets monazite: evidence for dissolution of detrital monazite and reprecipitation of syntectonic monazite during low-grade regional metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154, 675–689.
- READ, D., ANDREOLI, M.A., KNOPER, M., WILLIAMS, C.T. y JARVIS, N. 2002. The degradation of monazite: implications for the mobility of rare-earth and actinide elements during low-temperature alteration. *European Journal of Mineralogy*, 14(3): 487-498.
- ROCHER, S., VALLECILLO, G., CASTRO DE MACHUCA, B., y ALASINO, P. 2015. El Grupo Choiyoi (Pérmico temprano-medio) en la Cordillera Frontal de Calingasta, San Juan, Argentina: volcanismo de arco asociado a extensión. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32(3), 415–432.
- RUBINSTEIN, N.A., ZAPPETTINI, E.O. y GÓMEZ A.L. 2021. Porphyry Cu deposits in the Central Andes of Argentina: An overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 112: 103543.
- SATO, A. M., LLAMBÍAS, E. J., BASEI, M. A. y CASTRO, C. E. 2015. Three stages in the Late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins. *Journal of South American Earth Sciences*, 63, 48–69.
- SCHALTEGGER, U. y DAVIES, J. H. 2017. U–Pb geochronology of zircon using chemical abrasion–isotope dilution–thermal ionization mass spectrometry (CA-ID-TIMS). *Elements*, 13(5), 303–308.
- SCHOENE, B. 2014. U-Th-Pb Geochronology. *Treatise on Geochemistry*, 4, 341-378.
- SCHULZ, B. 2017. Polymetamorphism in garnet micaschists of the Saualpe Eclogite Unit (Eastern Alps, Austria), resolved by automated SEM methods and EMP-Th-U-Pb monazite dating. *Journal of Metamorphic Geology*, 35(2): 141-163.
- SCHULZ, B. 2021. Monazite microstructures and their interpretation in petrochronology. *Frontiers in Earth Science*, 9: 668566.

- SHAND, S.J. 1943. *Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite*. John Wiley & Sons, New York.
- SKRZYPEK, E., KATO, T., KAWAKAMI, T., SAKATA, S., HATTORI, K., HIRATA, T. y IKEDA, T. 2018. Monazite behaviour and time-scale of metamorphic processes along a low-pressure/high-temperature field gradient (Ryoke Belt, SW Japan). *Journal of Petrology*, 59(6): 1109-1144.
- SUZUKI, K., ADACHI, M. y KAJIZUKA, I. 1994. Electron microprobe observations of Pb diffusion in metamorphosed detrital monazites. *Earth and Planetary Science Letters*, 128(3-4), 391-405.
- VERMEESCH, P. 2018. IsoplotR: una herramienta gratuita y abierta para geocronología. *Geoscience Frontiers*, 9: 1479-1493.
- WINCHESTER, J.A. y FLOYD, P.A. 1976. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343.
- ZHU, X. K. y O'NIONS, R. K. 1999. Monazite chemical composition: some implications for monazite geochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 137(4), 351-363.



# **CAPÍTULO 11: MODELO METALOGENÉTICO**

## CAPÍTULO 11: MODELO METALOGENÉTICO

En este capítulo, se integran y analizan los datos presentados en los capítulos previos con el objetivo de construir un modelo metalogenético evolutivo para los depósitos de Chinguillos Este y Chinguillos Oeste, identificando los principales controles sobre la mineralización. Asimismo, se discute el ambiente geodinámico en el que se formaron estas mineralizaciones, integrando la información estructural, geoquímica y geocronológica para situarlas dentro de un contexto tectónico-regional.

### 11.1 Ambiente tectónico y principales características de los depósitos de oro orogénico e IRGS (*Intrusion-Related Gold System*)

Como ya se señaló en la Sección 4.1, los *depósitos de oro orogénico* constituyen una de las fuentes más importantes de oro a nivel global y se desarrollan comúnmente en cinturones metamórficos compresivos, asociados a grandes estructuras corticales que canalizan fluidos portadores de oro. Estos depósitos se generan a profundidades de 2 a 15 km, en equilibrio térmico con las rocas de caja, y en rangos de temperatura entre 200 y 650 °C (Goldfarb *et al.*, 2001). El origen de los fluidos ha sido objeto de amplio debate, habiéndose propuesto fuentes cuencales, meteóricas y magmático-hidrotermales, las cuales han sido en su mayoría descartadas a partir de evidencias isotópicas y estructurales. Actualmente, el modelo más aceptado propone un origen metamórfico, derivado de la desvolatilización de sedimentos ricos en sulfuros sobre losas oceánicas subductadas o de un manto litosférico metasomatizado (Groves *et al.*, 2020). Este proceso se produce principalmente por la deshidratación de rocas metasedimentarias —en particular metapelitas y grauvacas— durante la transición de la facies de esquisto verde a anfibolita, liberando fluidos acuosos y carbonosos de baja salinidad (Ridley y Diamond, 2000; Pitcairn *et al.*, 2006; Gaboury, 2019). Dichos fluidos, ricos en ligandos sulfurados, juegan un papel clave en la movilización y transporte del oro (Goldfarb y Pitcairn, 2023). La migración ocurre a través estructuras de escala litosférica, y su emplazamiento está controlado por el estilo estructural del orógeno, la permeabilidad de la roca hospedante y la presencia de rocas reactivas (Groves *et al.*, 2018).

Temporalmente, la formación de depósitos de oro orogénico se concentra en fases de acreción continental y tectónica convergente, con pulsos destacados durante el Arqueano tardío y Paleoproterozoico temprano, y una actividad sostenida desde el

Neoproterozoico hasta el Cenozoico (Goldfarb *et al.*, 2001). Los modelos actuales enfatizan la necesidad de una fuente fértil de fluidos, un control estructural favorable y condiciones adecuadas para su preservación (Goldfarb y Pitcairn, 2023; Groves *et al.*, 2020).

La Figura 11.1.1 ilustra los procesos necesarios para la formación de un depósito de oro orogénico. El desarrollo del sistema comienza con la generación de fluidos metamórficos. Posteriormente, es esencial la disponibilidad de ligandos sulfurados, en particular el ion bisulfuro ( $\text{HS}^-$ ), ya que en estos sistemas el oro se transporta predominantemente como complejo bisulfurado  $[\text{Au}(\text{HS})_2]^-$  (Groves *et al.*, 1998; Goldfarb *et al.*, 2005; Williams-Jones *et al.*, 2009; Phillips y Powell, 2010; Tomkins, 2013). La circulación de fluidos mineralizantes depende asimismo de la existencia de fallas activas que faciliten su transporte hasta la zona sísmica. Finalmente, deben operar mecanismos efectivos de precipitación del oro, pues de lo contrario, los fluidos ascenderán hacia la superficie y se perderán por erosión. Si bien este análisis plantea una sucesión de eventos en un esquema lineal, lo que podría parecer una visión tradicional en contraste con enfoques más recientes de sistemas dinámicos no lineales, sigue siendo una herramienta valiosa para entender el proceso de mineralización.

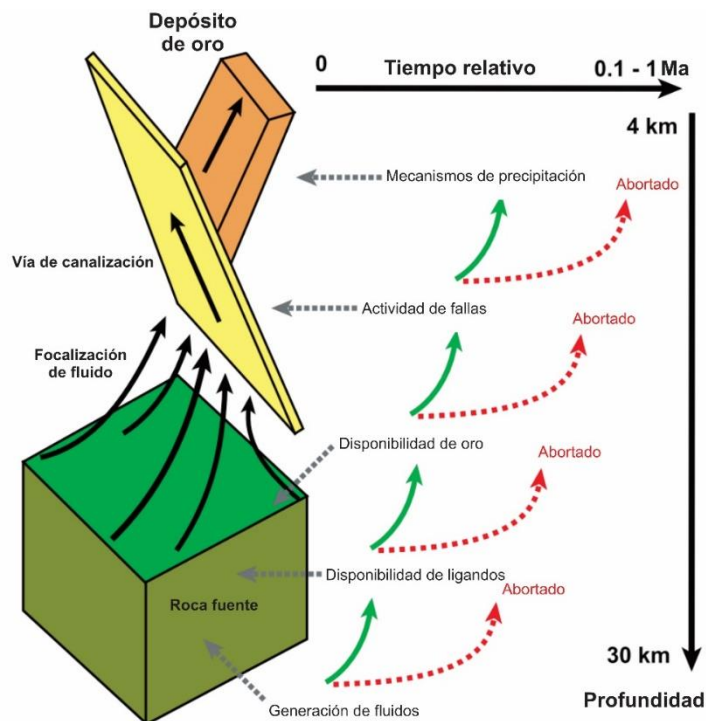


Figura 11.1. 1. Anatomía de un sistema hidrotermal de oro orogénico. Tomado de Gaboury (2019).

Desde el punto de vista metalogenético, los depósitos de oro orogénico se caracterizan por contener mineralización aurífera dominante, con una participación subordinada de metales base. Su asociación mineral es relativamente homogénea a escala global, lo que permite establecer asociaciones típicas que se repiten en distintos distritos geológicos. A escala microscópica, el oro se encuentra generalmente hospedado en vetas de cuarzo y carbonato, acompañado de sulfuros como pirita, arsenopirita y estibina (Goldfarb *et al.*, 2001; Goldfarb, 2014). Entre los elementos característicos de estos sistemas, el antimonio (Sb) destaca por su frecuente presencia junto a la mineralización aurífera. Este elemento se presenta mayoritariamente en forma de estibina ( $Sb_2S_3$ ), mineral que forma parte común de la paragénesis de vetas auríferas en ambientes hidrotermales de baja a moderada temperatura. La estibina suele coexistir con otros sulfuros como galena, pirita y arsenopirita, y su formación está condicionada por la acidez y alta sulfuración de los fluidos hidrotermales (Goldfarb, 2014).

Por otra parte, los *sistemas de oro relacionados a intrusivos* (IRGS, por sus siglas en inglés) constituyen una clase de depósitos identificada a finales de 1990, a partir de los estudios realizados en la provincia aurífera de Tintina (Alaska y Yukón). Estos sistemas se caracterizan por la estrecha relación genética entre la mineralización aurífera y plutones félsicos reducidos (Figura 11.1.2) (Lang *et al.*, 2000; Hart, 2007). Los IRGS son típicos de ambientes tectónicos post-orogénicos, usualmente en el margen continental previamente engrosado y en contextos de extensión posterior a la colisión (Sillitoe y Thompson, 1998; Hart, 2007).

Desde el punto de vista petrológico, los magmas asociados son graníticos, típicamente metaluminosos a débilmente peraluminosos, con bajo estado de oxidación (serie de la ilmenita o tipo I reducidos) y alto contenido de volátiles. La mineralización presenta un patrón zonal: vetas paralelas auríferas con Au-Bi-Te-W en la parte superior del intrusivo, skarns auríferos y con tungsteno en los contactos, y vetas distales con asociaciones Au-As-Sb-Pb-Zn-Ag (Figura 11.1.2). Los fluidos mineralizantes son de baja salinidad, ricos en  $CO_2$  y  $CH_4$ , y temperaturas superiores a 350 °C. Los depósitos se caracterizan por un bajo contenido de sulfuros (frecuentemente < 1 vol. %), dominado por pirrotina y arsenopirita (Hart, 2007).

Los ambientes tectónicos de emplazamiento son diversos e incluyen:

- Arcos magmáticos en márgenes continentales, como el depósito El Zorro en Chile y el depósito Misky en Perú.

- Ambientes de retroarco con magmatismo alcalino, ejemplificados por el depósito Baogutu en China.
- Regiones internas de antiguos bloques continentales (cratones) que han sido afectadas por procesos de colisión continental, como el depósito Fort Knox en Alaska y el proyecto RC Gold en Yukón, Canadá.

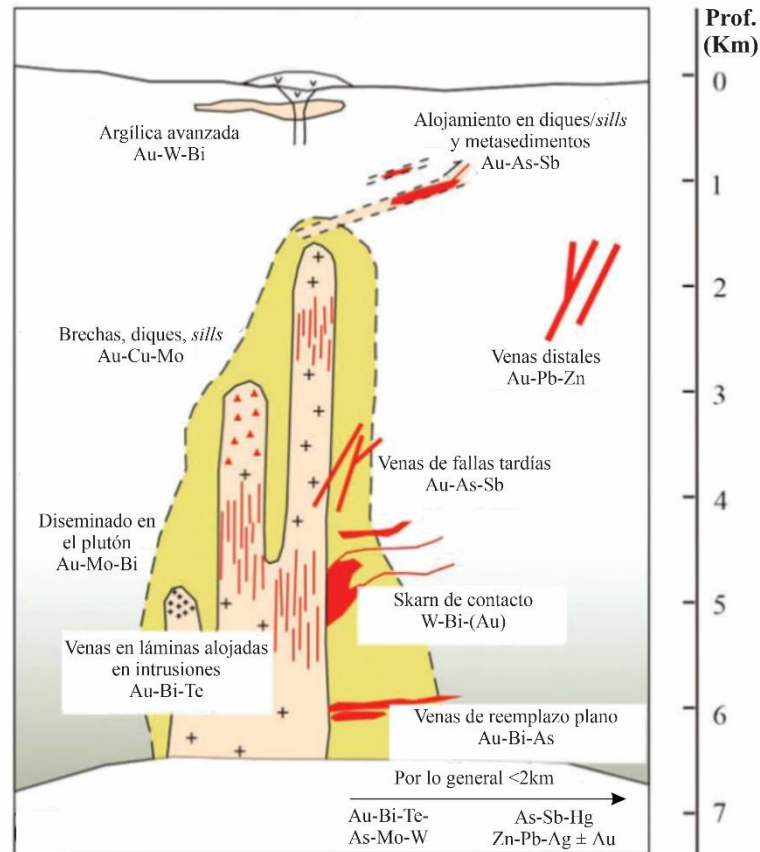


Figura 11.1. 2. Esquema genérico de los estilos de mineralización aurífera relacionados a intrusivos, mostrando su distribución vertical en relación con el cuerpo plutónico principal. Tomado de Deng et al. (2022).

Un aspecto clave es la dificultad para diferenciar los IRGS de los depósitos orogénicos, debido a similitudes en las asociaciones metalogénicas, las características de los fluidos y el contexto tectónico regional, lo que ha generado controversias en su clasificación (Figura 11.1.3) (Sillitoe y Thompson, 1998; Hart y Goldfarb, 2005). No obstante, los IRGS se distinguen por su emplazamiento post-orogénico, su fuerte vínculo espacial y temporal con plutones reducidos, y la zonación de las mineralizaciones (Hart, 2007).

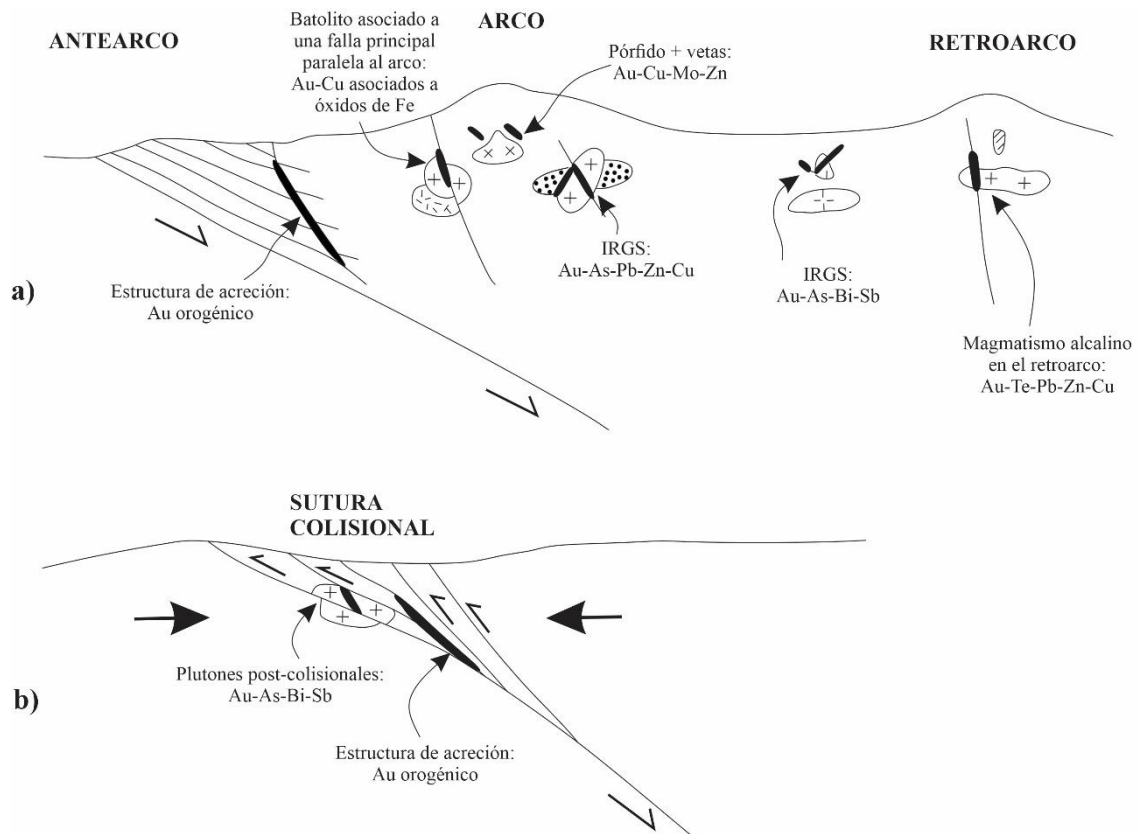


Figura 11.1. 3. Esquema de los ambientes tectónicos de depósitos oro orogénico e IRGS: a) depósitos formados en el arco y retroarco b) plutones tipo I reducidos relacionados, en contextos de colisión continental. Modificada de Sillitoe y Thompson (1998).

## 11.2 Chinguillos Este

El yacimiento Chinguillos Este ha sido clasificado en este trabajo como un sistema orogénico con mineralización de oro y antimonio.

Tanto el carácter estructural de las vetas, vinculadas a zonas cizalla frágiles a frágiles-dúctiles, como la paragénesis de mena observada, sugieren que la mineralización en Chinguillos Este se emplazó en niveles someros de la corteza. En particular, la asociación de metales Au-Sb-Hg indica que la mineralización corresponde a la porción más externa y superficial del sistema orogénico (Figura 11.2.1; Goldfarb *et al.*, 2001; Goldfarb, 2014). Este patrón se alinea con modelos metalogénicos en los que la migración ascendente de los fluidos a través de zonas de cizalla profundas y estructuras corticales frágiles, favorece su enfriamiento progresivo y la posterior precipitación en sitios estructurales favorables ubicados en la parte superior de la corteza (Groves *et al.*, 2019; Groves *et al.*, 2020).

Además, como se ha propuesto en modelos de sistema mineral (Wyman *et al.*, 2016; Groves *et al.*, 2020), los dominios más externos del sistema orogénico, marcados por asociaciones de Au-Hg-Sb-As, corresponden a zonas de mayor permeabilidad, donde los fluidos liberados en profundidad alcanzan condiciones de sobresaturación y precipitan metales traza móviles. En este contexto, la elipse punteada del recuadro amarillo de la Figura 11.2.1 indica la ubicación estimada de Chinguillos Este dentro del modelo conceptual vigente (Goldfarb y Pitcairn, 2023), correspondiente a un dominio somero epizonal. Este nivel representa la parte más superficial del gradiente metamórfico y estructural del sistema orogénico, donde el metamorfismo es de bajo grado y la deformación es mayoritariamente frágil, condiciones que favorecen la formación de brechas, vetas y *stockworks*, así como la precipitación de asociaciones metálicas como Au-Sb y Hg-Sb.

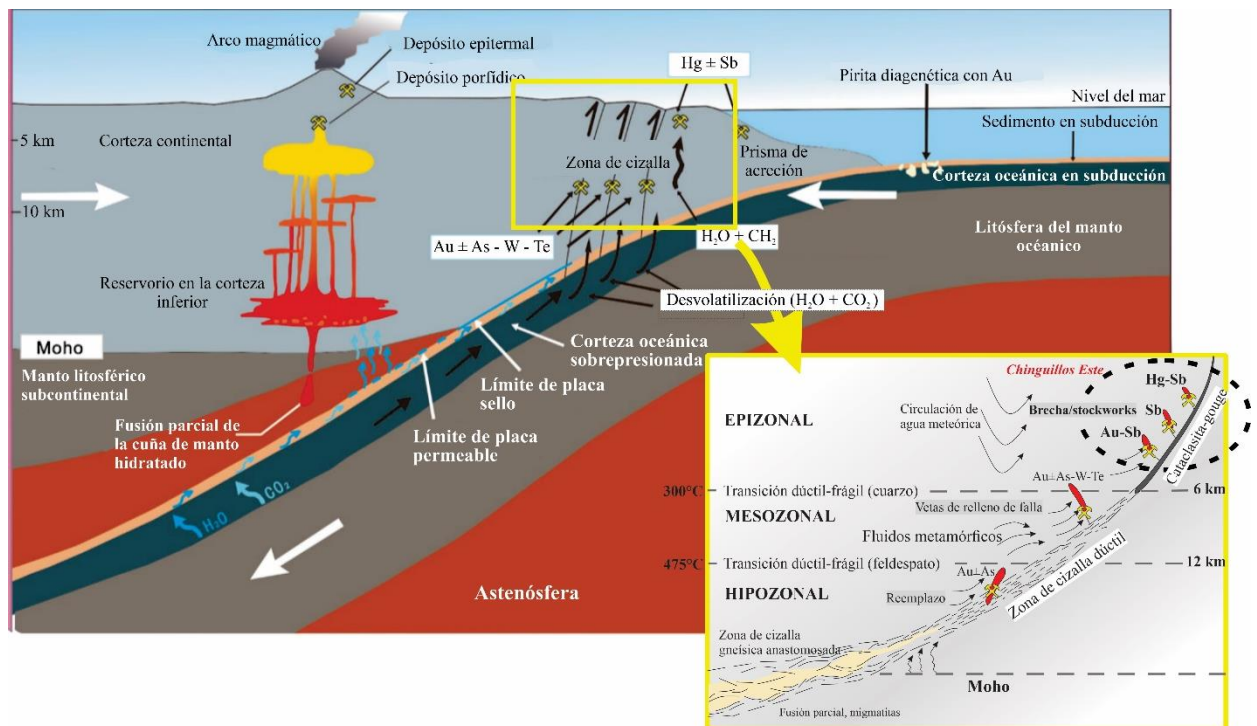


Figura 11.2. 1. Modelo esquemático de generación y migración de fluidos mineralizantes en un margen continental activo de subducción. La figura muestra la desvolatilización progresiva de la corteza oceánica subducida, con liberación de fluidos acuoso-carbonatados ( $H_2O-CO_2$ ) y orgánicos ( $H_2O-CH_4$ ) desde sedimentos y basaltos alterados, los cuales migran a lo largo del límite de placas hasta estructuras corticales favorables. Estos fluidos pueden dar lugar a depósitos de oro orogénico en zonas de acreción y antearco, así como a depósitos de Hg±Sb más superficiales. Modificado Goldfarb y Pitcairn (2022).

La asociación metálica dominante en Chinguillos Este, caracterizada por Au–Sb, es típica de los depósitos de oro orogénico. En este sector se reconocen al menos dos paragénesis principales. La primera corresponde a vetas de orientación NE–SO, con mineralización hipogénica dominada por estibina y una ganga constituida predominantemente por cuarzo. La segunda está compuesta por berthierita con oro nativo, alojada en vetas de orientación ONO–ESE, donde la ganga incluye cuarzo y baritina.

Ambos sistemas muestran evidencias claras de procesos supergénicos. En las vetas NE–SO, la asociación está dominada por senarmontita, valentinita, kermesita y cervantita, y en menor medida tripuhyita, lo que indica una evolución supergénica significativa en condiciones oxidantes. En las vetas ONO–ESE, se identificó una asociación de minerales oxidados como tripuhyita, senarmontita, jarosita, natrojarosita, hematita y alunita. Según Majzlan *et al.* (2023), la tripuhyita presenta muy baja solubilidad y un amplio campo de estabilidad en condiciones de pH moderado a alcalino y potencial redox elevado, lo que la convierte en la fase mineral más estable del antimonio en ambientes de oxidación. En este contexto, actúa como “sumidero final” del Sb, es decir, el producto final hacia el que tiende a concentrarse y permanecer tras la oxidación de estibina ( $Sb_2S_3$ ). Este proceso involucra la disolución oxidativa y removilización del Sb, que puede dar lugar inicialmente a fases menos estables como valentinita, senarmontita o schafarzikita. La mayor abundancia de tripuhyita en las vetas ONO–ESE indica que este sistema alcanzó un grado de oxidación más elevado que las vetas NE–SO. Además de las evidencias supergénicas, en Chinguillos Este se reconoce la presencia de mica fengítica, cuyo aumento hacia las zonas mineralizadas refleja una intensificación de la alteración hidrotermal.

El análisis geoquímico de metales reveló concentraciones variables de Sb, desde 350 ppm hasta valores superiores a 10000 ppm, lo que confirma un fuerte enriquecimiento de este elemento en las vetas con respecto a la roca encajante. En cuanto a la concentración de oro, los valores obtenidos oscilaron entre 0,02 y 0,5 ppm, con el mayor contenido en las vetas de orientación ONO–ESE, reafirmando la zonación mineral observada. El cálculo del índice de enriquecimiento con base en la concentración de fondo de la metapelita (roca de caja), permitió evaluar la magnitud del enriquecimiento relativo de los elementos de interés. Los resultados evidencian que Sb, Au, Hg y As presentan un enriquecimiento notable en las vetas, asociación típica de los depósitos de oro orogénico en niveles relativamente superficiales (Goldfarb *et al.*, 2001; Goldfarb, 2014; Gaboury, 2019).

En particular, la presencia de mercurio (Hg) como elemento traza en los sistemas de oro orogénico ha sido documentada en diversos cinturones metalogénicos, tanto del Precámbrico como del Fanerozoico. El Hg puede alojarse en fases minerales como el cinabrio (HgS) o como inclusiones submicroscópicas en sulfuros de Fe-As-Sb, y su movilización ha sido asociada a condiciones oxidantes y eventos supergénicos tardíos (Goldfarb *et al.*, 2001; Groves *et al.*, 2020). En Chinguillos Este, si bien los análisis geoquímicos evidencian un notable enriquecimiento en Hg (Figura 6.3.13, Capítulo 6), este elemento no fue identificado en los estudios mineralógicos, por lo que su presencia en cinabrio, frecuente en otros sistemas, no se confirma en este caso. Su detección junto a Au, Sb y As en Chinguillos Este refuerza la interpretación de un sistema de oro orogénico somero.

El análisis cinemático basado en estructuras como fibras de crecimiento (*slickenfibers*), zonas de tipo *stepover*, vetas en *échelon*, estrías y estructuras tensionales (T) permitió inferir la orientación y el sentido del movimiento de los esfuerzos que actuaron durante la formación del sistema de vetas en Chinguillos Este. Se identificaron al menos tres clústeres de vetas con cinemáticas diferenciadas, lo que sugiere una evolución estructural compleja. Las vetas principales de rumbo NNE–SSO, con buzamiento al SE, presentan una cinemática extensional dominante y una componente sinistral subordinada, vinculada a una dirección de extensión general E–O. Las vetas de rumbo NNO–SSE, que buzán al O–SO, muestran una extensión con apertura en dirección NE. Finalmente, las vetas de rumbo ONO–ESE, buzantes al NE, exhiben una cinemática normal–sinistral y se encuentran asociadas a pliegues vinculados a estas fallas. Estas últimas muestran la mayor concentración de Au.

La integración de los resultados estructurales con la información geocronológica obtenida por el método K-Ar en illita indica que la actividad tectónica en Chinguillos Este se extendió al menos desde el Carbonífero inferior (ca. 346 Ma) hasta el Triásico medio (ca. 230 Ma). Sin embargo, este intervalo no corresponde de manera continua a fases mineralizantes. Las edades obtenidas en las zonas de falla mineralizadas permiten diferenciar pulsos específicos: FG3 registra mineralización en torno a 346 Ma, coincidente con el evento de metamorfismo y deformación regional, mientras que FG1 arroja edades entre ~312 y 237 Ma, que podrían vincularse a etapas tardías del plegamiento o a reactivaciones estructurales durante el Triásico. Estos pulsos mineralizantes coinciden parcialmente con eventos de deformación regional, pero también podrían reflejar episodios más tardíos vinculados a reactivaciones de estructuras

preexistentes. En este contexto, es posible distinguir al menos dos pulsos mineralizantes: un pulso carbonífero (ca. 346 Ma; muestra FG3), sincrónico con el evento de deformación regional, y un segundo pulso también carbonífero, pero más tardío (ca. 312 Ma; muestra FG1), relacionado con reactivaciones estructurales posteriores. Adicionalmente, edades triásicas (ca. 237 Ma) indican una nueva etapa de reactivación tectónica que habría afectado las estructuras preexistentes. Dentro de este último, las vetas ONO–ESE constituyen un metalotecto de especial interés, ya que concentran los mayores contenidos de Au registrados en Chinguillos Este. Estas estructuras habrían actuado en un régimen transtensional vinculado a la etapa post-orogénica de la orogenia San Rafael, coherente con la orientación y cinemática de los diques riódacíticos de Chinguillos Oeste. En los depósitos de oro orogénico, este tipo de enriquecimiento localizado suele asociarse a heterogeneidades geométricas de la estructura hospedante, como flexiones o cambios sutiles en el rumbo que generan dilatación anómala y caída abrupta de presión en los fluidos (Hronsky, 2020).

### 11.3 Chinguillos Oeste

Desde el punto de vista mineralógico, las vetas de Chinguillos Oeste muestran una paragénesis hipogénica más variada que la de Chinguillos Este, compuesta por arsenopirita ( $\text{FeAsS}$ ), pirita ( $\text{FeS}_2$ ), casiterita ( $\text{SnO}_2$ ) y galena ( $\text{PbS}$ ), en gangas típicas de condiciones hidrotermales mesotermiales a epizonales (Barton y Skinner, 1979; Groves *et al.*, 1998).

En cuanto a los minerales supergénicos, se identificaron covelina ( $\text{CuS}$ ), producto de enriquecimiento secundario en condiciones fuertemente oxidantes, una amplia variedad de arseniatos, como escorodita [ $\text{Fe}(\text{AsO}_4) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ], mimetita [ $\text{Pb}_5(\text{AsO}_4)_3\text{Cl}$ ] y carminita [ $\text{PbFe}_2(\text{AsO}_4)_2(\text{OH})_2$ ], junto con otras fases complejas de antimonio, plomo, hierro y plata no clasificadas con precisión. También se detectaron cerusita ( $\text{PbCO}_3$ ), linarita [ $\text{PbCu}(\text{SO}_4)(\text{OH})_2$ ], calcocianita ( $\text{CuSO}_4$ ), kermesita, senarmontita y un sulfato de hierro no identificado, todos compatibles con ambientes supergénicos en evolución desde pH muy ácido ( $\approx 1-3$ ), que favorece la disolución, hacia condiciones más neutras ( $\approx 6-8$ ), donde precipitan minerales como covelina, arsenatos y carbonatos (Sillitoe, 2005; Hayes *et al.*, 2014).

La notable abundancia y diversidad de especies supergénicas de plomo refleja una alteración significativa de minerales primarios ricos en este metal, particularmente galena, cuya meteorización genera productos secundarios como arseniatos, carbonatos y

sulfatos (Dold, 2003). En este sentido, la presencia de fases como la linarita y otros minerales secundarios de cobre sugiere también la alteración de sulfuros y sulfoarseniuros de este metal, posiblemente pertenecientes a la serie tennantita–tetraedrita. Esta serie corresponde a sulfosales cúbicas con sustitución isomórfica continua entre As y Sb, en las que también pueden incorporarse elementos como Fe, Zn, Hg o Ag. Parte del Bi detectado (hasta 320 ppm) podría incorporarse también en esta serie o en sulfosales de Pb–Cu–Ag–Bi. Los análisis geoquímicos muestran anomalías significativas de As (>10000 ppm), Ag (2,9 – >10 ppm), Au (0,17 ppm), Pb (100 – 2815 ppm), Cu (52,7 – 1734 ppm), Zn (52 – 363 ppm), Bi (hasta 320 ppm) y Sb (180 – 375 ppm). En particular, la presencia de Bi, elemento típico de sistemas hidrotermales con aporte magmático, respalda la interpretación de un origen vinculado a un IRGS, en el que el ensamble Au–Bi–Te–As es característico y suele registrar pulsos de fluidos magmático-hidrotermales de temperatura intermedia–alta (Lang y Baker, 2001; Goldfarb *et al.*, 2005).

El estudio de las inclusiones fluidas permitió establecer que la temperatura mínima de fluidos mineralizantes habría estado en torno a 154 °C acompañada de una menor proporción de inclusiones con temperaturas superiores. El valor más alto registrado alcanza los 204,3 °C, lo que evidencia que, aunque la mayoría de los eventos de atrapamiento ocurrieron a temperaturas intermedias, existieron pulsos de fluidos hidrotermales que alcanzaron condiciones significativamente más elevadas. En cuanto a la salinidad, la mayoría de las inclusiones fluidas presentan valores bajos, concentrándose principalmente entre 1,2 y 3,6 % en peso NaCl equivalente, siendo 1,2 % el valor con la mayor frecuencia de registros.

El análisis estructural muestra que las vetas tienen una orientación predominante NNE-SSO, siguiendo la orientación de los planos axiales de los pliegues, y se vinculan por lo tanto a la presencia de dilatación en las zonas externas de las charneas. Se encuentran emplazadas en los estratos metapelíticos del Grupo Chinguillos de edad devónica.

En Chinguillos Oeste, los espectros medidos tanto en vetas como en la roca de caja adyacente evidencian la presencia de mica blanca de composición fengítica en proximidad a las estructuras mineralizadas, en contraste con composiciones más muscovíticas en zonas más distales o escasamente alteradas. Esta variación composicional indica que la mica fengítica es un producto de alteración hidrotermal. La misma tendencia se observa en las vetas de antimonio de Chinguillos Este, lo que refuerza la interpretación de que la mica fengítica es un indicador confiable de zonas con mayor

intensidad de alteración hidrotermal asociada a la mineralización (Yang *et al.*, 2001; Tappert *et al.*, 2013; Peter *et al.*, 2015; Maffini *et al.*, 2017).

Las edades de illita obtenidas en Chinguillos Oeste, entre ca. 352 y 331 Ma, registran el desarrollo del proceso de alteración hidrotermal y mineralización, en coincidencia temporal con el evento de plegamiento que afectó al sector. Esta sincronía refuerza la estrecha vinculación entre la mineralización y la deformación tectónica regional, y se evidencia también por el emplazamiento de las vetas a lo largo de los planos axiales de los pliegues.

Las características observadas en las vetas polimetálicas de Chinguillos Oeste sugieren que representan la porción distal de un sistema mineral relacionado con intrusiones (*intrusion-related*) (Figuras 11.3.1 y 11.3.2). Estos depósitos exhiben una estrecha relación espacio-temporal con intrusivos que habrían aportado tanto los fluidos mineralizantes como los metales. Esta interpretación se respalda en la asociación geoquímica de elementos como As, Sb, Ag, Pb, Zn y Bi, típicos de ambientes distales en sistemas vinculados a intrusiones (Hart, 2007; Deng *et al.*, 2022).

Asimismo, la mineralogía caracterizada principalmente por arsenopirita, pirita, casiterita y galena (Figura 11.3.2), junto con las características fisico-químicas de los fluidos mineralizantes, refuerzan la hipótesis de que estas vetas distales se formaron en fases tardías a partir de fluidos hidrotermales de baja salinidad y temperatura moderada.

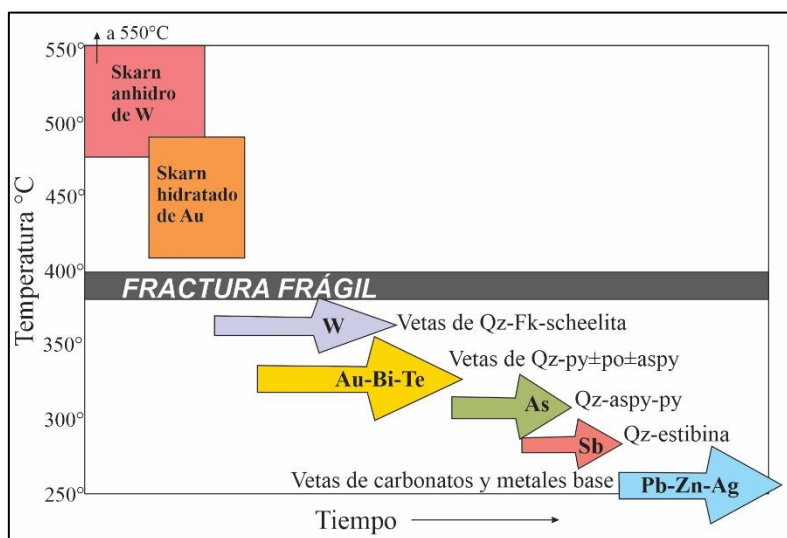


Figura 11.3. 1. Diagrama esquemático de las paragénesis minerales y asociaciones de metales en IRGS relacionados con el enfriamiento y la distancia desde la fuente del fluido. Las vetas de As, Sb y Ag-Pb-Zn se encuentran casi exclusivamente más allá del plutón causante. Modificado de Hart (2007).

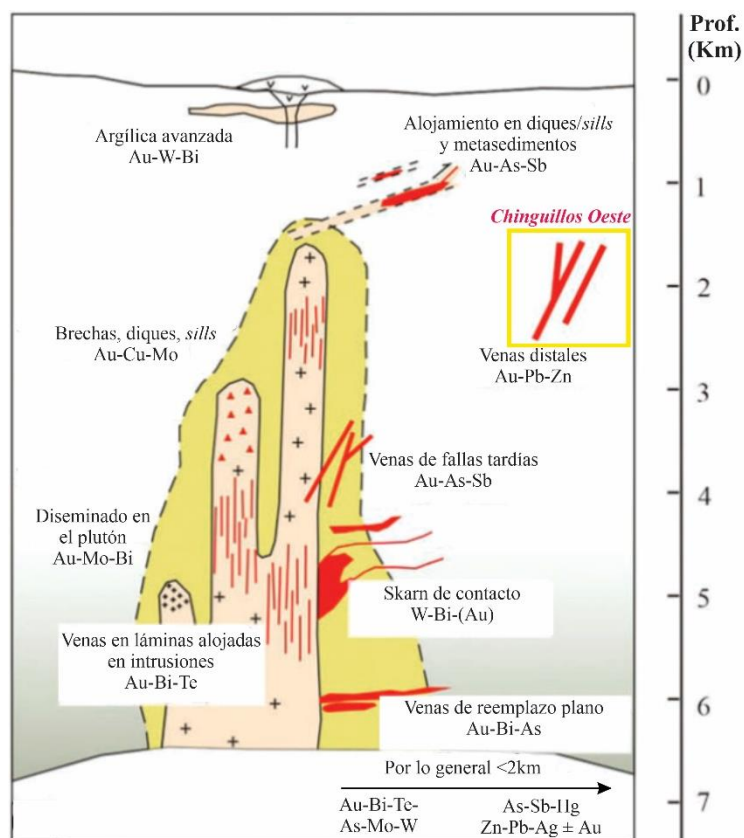


Figura 11.3. 2. Diagrama simplificado que ilustra el modelo metalogénico de los depósitos IRGS, tomado de Deng et al. (2022). El recuadro amarillo destaca la posición relativa de los depósitos tipo Au-Pb-Zn distales, que se corresponde con el estilo de mineralización de Chinguillos Oeste.

#### 11.4 Ambiente geodinámico del Paleozoico superior y las mineralizaciones asociadas en el área de Chinguillos

El contexto geodinámico del margen proto-andino de Gondwana durante el Devónico tardío y el Carbonífero temprano es un tema ampliamente debatido, con diferentes hipótesis que intentan explicar la evolución tectónica y magmática de la región y su relación con la mineralización aurífera. Algunos autores sostienen que no existen evidencias claras de un arco magmático pre-andino antes del Carbonífero tardío (~320 Ma) (Domeier y Torsvik, 2014), apoyando la idea de un margen pasivo durante el Devónico (~420–360 Ma), sustentada en el análisis de edades de circones detríticos en cuencas carboníferas tempranas (Bahlburg et al., 2009; Hervé et al., 2013, 2016). Otros investigadores sugieren que existió un margen de subducción activa seguida por una colisión entre Cuyania y el terreno Chilena en el Devónico medio-tardío (~390 Ma), lo que habría desencadenado la intrusión de granitos post-colisionales en el Carbonífero

temprano (~340 Ma) en la Cordillera Frontal, aunque la existencia de estos plutones sigue sin confirmarse (Haeberlin *et al.*, 2002; Willner *et al.*, 2011). En contraposición, estudios más recientes (Alasino *et al.*, 2012; Dahlquist *et al.*, 2018; Moreno *et al.*, 2020; Dahlquist *et al.*, 2021) postularon un magmatismo continuo durante el Devónico tardío y el Carbonífero temprano, caracterizado por cambios composicionales en el espacio y tiempo, posiblemente derivados de fluctuaciones en el ángulo de subducción de la placa oceánica. Este proceso habría generado de manera coetánea magmatismo calcoalcalino tipo I, asociado a subducción, y magmatismo de retroarco tipo A en el Carbonífero, precedido por un período de magmatismo predominantemente peraluminoso tipo A en el Devónico tardío (Dahlquist *et al.*, 2018).

En este sentido, la evidencia sugiere con claridad la existencia de un margen proto-andino activo desde al menos el Devónico medio, con un prolongado registro magmático y tectónico que trasciende la discusión sobre la posible ocurrencia o no de un evento colisional en esa etapa. El margen proto-andino de Gondwana se reconoce como un sistema tectónicamente activo de larga duración (Cawood, 2005; Nelson y Cottle, 2019), cuya evolución comenzó en el Paleozoico temprano (Casquet *et al.*, 2018; Rapela *et al.*, 2018) y ha mantenido actividad intermitente hasta la actualidad. A lo largo de su historia, este margen ha registrado múltiples episodios magmáticos y posibles acreciones de microcontinentes, cuya impronta se preserva entre las Sierras Pampeanas y la Cordillera Frontal de Argentina (27°–34°S) (Jordan y Allmendinger, 1986; Ramos *et al.*, 2002; Mardonez *et al.*, 2020).

En el intervalo Devónico–Carbonífero, el magmatismo en el sector comprendido entre 27° y 35°S se desarrolló de manera continua entre ~390 Ma y 320 Ma, aunque con variaciones geoquímicas e isotópicas significativas en el tiempo y en el espacio. Dahlquist *et al.* (2021) reconocieron cuatro dominios magmáticos principales: (1) el arco devónico, (2) el antepaís devónico, (3) el arco carbonífero y (4) el retroarco carbonífero, cuya evolución estuvo condicionada por modificaciones en la configuración de la subducción en un margen convergente de larga duración. Durante el Devónico, la segmentación de la subducción generó un magmatismo calcoalcalino bien desarrollado en el arco entre 34° y 35°S, mientras que su ausencia entre 27° y 33°S se atribuye a una somerización de la losa. En este último segmento (31°–33° 30'S), el magmatismo de antepaís se originó en un contexto de *slab break-off* (zona de resubducción), donde la losa oceánica, tras avanzar de manera somera bajo el continente, se desprendió y hundió nuevamente en el manto a más de 800 km del margen continental (Figura 11.4.1 a). La transición hacia el

Carbonífero se caracterizó por un retroceso de la losa (*roll-back*), lo que permitió el ascenso convectivo del manto en el sector intracontinental entre 27° y 31°S, impulsando un magmatismo sincrónico en los dominios de arco y retroarco, con migración progresiva hacia el norte (Figura 11.4.1 b).

Desde el punto de vista geoquímico, los granitos del arco carbonífero muestran una mayor contribución mantélica respecto a los del arco devónico, donde predomina una señal cortical. Por su parte, los granitoides del retroarco exhiben una tendencia alcalina hacia la transición Devónico–Carbonífero, en concordancia con los cambios en el régimen de subducción. Estas diferencias apoyan un modelo tectónico dinámico, en el que la variabilidad en el ángulo y la segmentación de la losa controlaron la naturaleza del magmatismo y su distribución en los distintos dominios estructurales de las Sierras Pampeanas y la Cordillera Frontal.

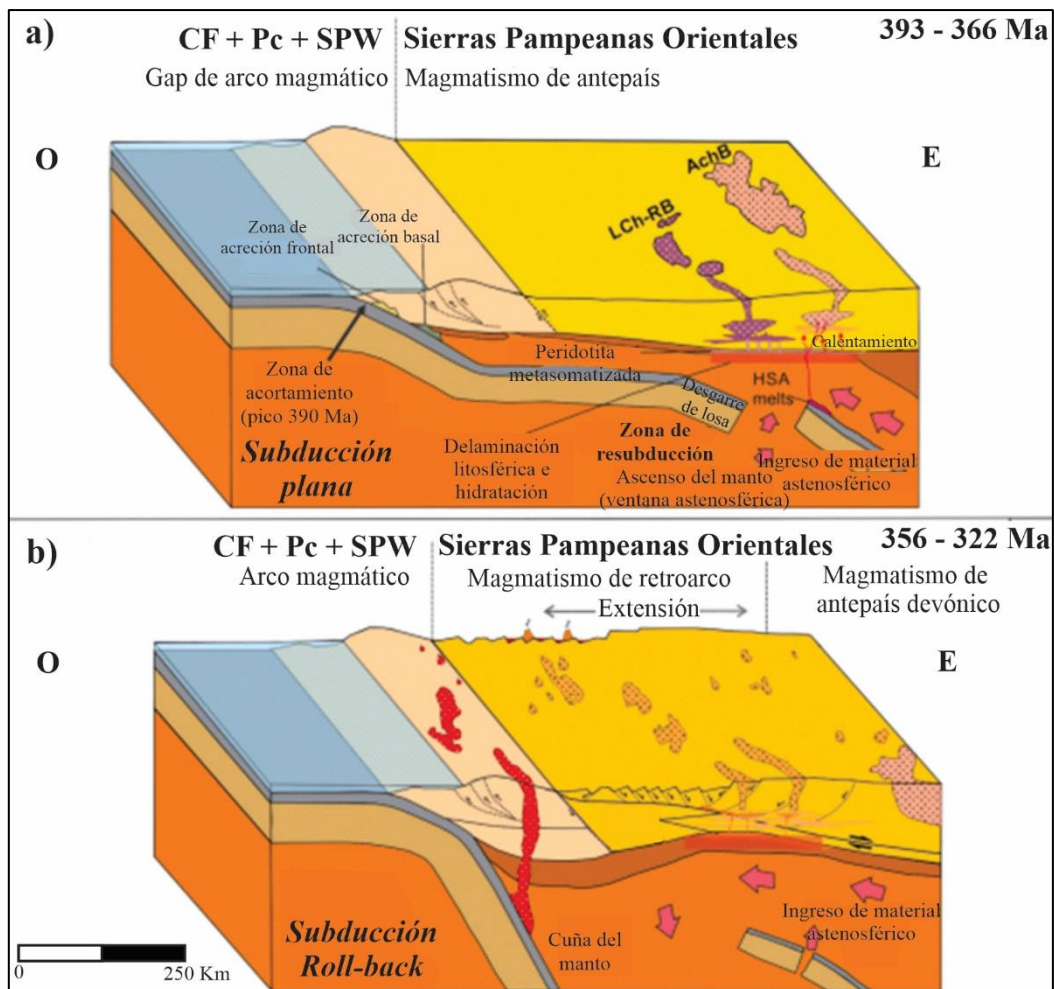


Figura 11.4. 1. Modelo geodinámico esquemático que muestra el posible contexto geodinámico para la región estudiada (27° y 33°S). a) Antepaís devónico. Subducción de losa plana con una zona de resubducción a más de 800 km tierra adentro desde la fosa. Se desarrolla delaminación

*e hidratación de la litósfera, generando magmas predominantemente litosféricos. Se producen fusión parcial de la losa oceánica y pequeños volúmenes de magmas adakíticos de alta sílice (HSA, por sus siglas en inglés). b) Arco y retro-arco carbonífero. Subducción en retroceso (roll-back) con ascenso de manto caliente y acumulación en la región del retro-arco. LCh-RB: Batolitos Las Chacras-Potreros y Renca, AchB: Batolito Achala, CF: Cordillera Frontal, Pc: Precordillera y SPW: Sierras Pampeanas Occidentales. Tomado de Dahlquist et al. (2021).*

En este complejo escenario tectónico, los depósitos auríferos del Devónico-Carbonífero en las Sierras Pampeanas se alojan principalmente en zonas de cizalla desarrolladas dentro de gneises y granitoides paleozoicos, reflejando su estrecha relación con los eventos de deformación (Haeberlin *et al.*, 2002). La mineralización, datada entre 393 y 351 Ma mediante  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en sericita, se presenta en vetas de cuarzo-oro en estructuras frágil-dúctiles, en *stockworks* y en sistemas en *échelon*, con paragénesis dominadas por oro en asociación con pirita, arsenopirita y electrum, así como tungsteno en forma de scheelita y wolframita. Ejemplos representativos incluyen los depósitos de la Sierra de la Culampajá en Catamarca, la Sierra de las Minas en La Rioja y los distritos de Río Candelaria y San Ignacio en Córdoba (Haeberlin *et al.*, 2002).

El análisis de las edades K-Ar de illita en Chinguillos Este, permitió identificar eventos tectono-metamórficos ocurridos entre los 367 y 325 Ma, en coincidencia con la transición Devónico–Carbonífero, etapa caracterizada por un cambio en la dinámica de subducción vinculado al retroceso de la losa (*roll-back*) en esta latitud. Este marco de subducción activa es consistente con lo observado en otros depósitos de oro orogénico a escala global (Groves *et al.*, 2018; Goldfarb, 2020; Goldfarb y Pitcairn, 2023). En este contexto, la deformación transtensional adquiere un rol fundamental, ya que la presencia de extensión a distintas escalas favorece el desarrollo de estructuras que controlan el emplazamiento de la mineralización (Sibson, 1987, 1994; Hodgson, 1989; Micklethwaite, 2009; Oriolo *et al.*, 2024). En particular, las zonas de cizalla frágil o frágil-dúctil observadas en Chinguillos Este actúan como metalotectos de primer orden, con una geometría tardía o posterior al plegamiento, de acuerdo con las relaciones de campo. Además, la geometría de las vetas está condicionada por factores como la reología de la roca encajante (controlada por el contraste de competencia entre metapelitas más incompetentes y metareniscas más competentes), el contraste de permeabilidad (dominado por la muy alta permeabilidad de las zonas de cizalla y de los interfaces reológicos fracturados) y el grado de deformación diferencial respecto de la roca de caja (es decir, la diferencia de *strain* entre los dominios de alto *strain* y los bloques menos

deformados adyacentes) (Druguet, 2019). Serían, por lo tanto, depósitos orogénicos vinculados a orógenos extensionales y emplazados en una etapa tardía a post-orogénica (Oriolo *et al.*, 2024).

En contraste con el estilo orogénico observado en Chinguillos Este, las características de las vetas polimetálicas de Chinguillos Oeste sugieren que este sistema corresponde a la porción distal de un depósito relacionado con intrusiones (*intrusion-related*). Las edades K-Ar de illita, entre ca. 352 y 331 Ma, evidencian que la alteración hidrotermal y la mineralización estuvieron asociadas a un evento de plegamiento, lo que concuerda con el fuerte control estructural de las vetas, emplazadas a lo largo de los planos axiales de los pliegues. La sincronía entre estos procesos y el desarrollo de magmatismo en los dominios de arco permite proponer una posible vinculación genética con el evento magmático que dio origen a la Granodiorita Tabaquito (véase Sección 3.3, Figura 3.3.1), datada por U-Pb en circones entre  $337 \pm 2$  Ma y  $322 \pm 5$  Ma por Moreno *et al.* (2020). Este intervalo se inscribe dentro del mismo contexto geotectónico que dio lugar a las vetas de Sb-Au de Chinguillos Este, asociado a cambios en la dinámica de subducción durante la transición Devónico–Carbonífero.

La Figura 11.4.2 muestra una síntesis del contexto geodinámico propuesto para el emplazamiento de las mineralizaciones de oro orogénico (Chinguillos Este) y de tipo IRGS (Chinguillos Oeste) en el límite entre la Cordillera Frontal y la Precordillera Occidental. Se representa un arco magmático en la Cordillera Frontal asociado a procesos de subducción, y un magmatismo de retroarco extensional en las Sierras Pampeanas Orientales. Las zonas mineralizadas se distribuyen entre ambos dominios, destacándose las vetas distales del sistema IRGS (As–Ag–Pb–Zn–Sb) en Chinguillos Oeste y las vetas orogénicas de Au–Sb y Hg–Sb en Chinguillos Este. La coexistencia de ambos estilos en la región refuerza la idea de la presencia de diferentes estilos de mineralización controlados por la evolución tectono-magmática del margen gondwánico durante la transición Devónico–Carbonífero, en línea con las similitudes que suelen exhibir ambos tipos de depósitos (Sillitoe y Thompson, 1998). En ambos sectores, los eventos de metamorfismo y plegamiento, así como gran parte de la mineralización, ocurrieron durante dicho evento tectonomagmático en un contexto de deformación progresiva, lo que sugiere un marco deformacional común que favoreció el emplazamiento de los distintos sistemas. No obstante, en Chinguillos Este se reconoce una fase tardía representada por vetas con orientación ONO–ESE, cuya cronología se extiende hacia el Triásico, y podría vincularse a eventos posteriores de reactivación estructural. En este

sentido, estarían asociados a un régimen transtensional vinculado a la etapa post-orogénica de la orogenia San Rafael, caracterizado por la reactivación o neoformación de estructuras sanrafaélicas bajo un campo transtensional, y que constituyó el prelude del *rifting* triásico en el margen gondwánico sudoccidental. Este régimen condicionó el emplazamiento de magmas y la localización de mineralizaciones en la sección superior del ciclo Choiyoi, tal como se ha documentado para el Bloque de San Rafael (Japas *et al.*, 2008a), donde el campo transtensional post-sanrafaélico ejerció un control directo o indirecto sobre la mineralización, y para el sector norte de la cuenca Cuyana (Japas *et al.*, 2008b), donde la orientación NNO de estructuras heredadas de la orogenia San Rafael y la extensión NNE generaron una cinemática transtensiva sinistral coherente con la partición de esfuerzos en regímenes post-orogénicos. En esta sección superior del Choiyoi se emplazan además depósitos epitermales de baja sulfuración, como Don Sixto en el Bloque de San Rafael (Mugas Lobos *et al.*, 2018) y Casposo en la Cordillera Frontal de San Juan (Palma *et al.*, 2023). En el marco regional, el sistema magmático-hidrotermal representado por los diques riódacíticos de Chinguillos Oeste podría vincularse a esta misma etapa de relajación mecánica y deformación oblicua.

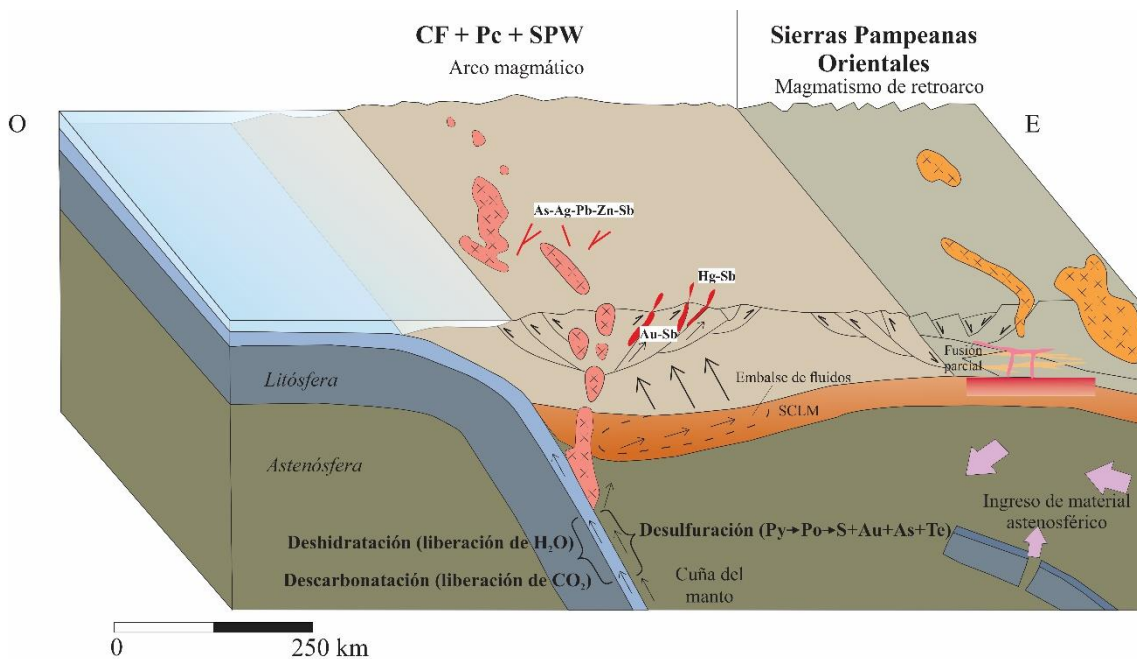


Figura 11.4. 2. Modelo geodinámico esquemático (27° - 31°S) para el emplazamiento de las vetas de Sb±Au de Chinguillos Este y las vetas polimetálicas de Chinguillos Oeste en el límite entre Cordillera Frontal y Precordillera Occidental, en un contexto de arco magmático para el límite Devónico-Carbonífero.

## 11.5 Bibliografía

- ALASINO, P.H., DAHLQUIST, J.A., PANKHURST, R.J., GALINDO, C., CASQUET, C., RAPELA, C.W., LARROVERE, M. y FANNING, C.M. 2012. Early Carboniferous sub- to mid-alkaline magmatism in the Eastern Sierras Pampeanas, NW Argentina: a record of crustal growth by the incorporation of mantle-derived material in an extensional setting. *Gondwana Research*, 22, 992–1008.
- BAHLBURG, H., VERVOORT, J. D., DU FRANE, S. A., BOCK, B., AUGUSTSSON, C. y REIMANN, R. C. 2009. Timing of crust formation and recycling in accretionary orogens: insights learned from the western margin of South America. *Earth Science Reviews*, 97, 227–253.
- BARTON, P.B. y SKINNER, B.J. 1979. Sulfide mineral stabilities. En: BURNS, R.G. (ed.), *Mineralogical Applications of Crystal Field Theory. Reviews in Mineralogy* 5: 278–403.
- CASQUET, C., DAHLQUIST, J.A., VERDECCHIA, S.O., BALDO, E.G., GALINDO, C., RAPELA, C.W., PANKHURST R.J., MORALES M.M., MURRA J.A. y FANNING, C.M. 2018. Review of the Cambrian Pampean orogeny of Argentina; a displaced orogen formerly attached to the Saldania Belt of South Africa? *Earth-Science Reviews*, 177: 209-225.
- CAWOOD, P.A. 2005. Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth-Science Reviews*, 69(3-4): 249-279.
- DAHLQUIST, J.A., ALASINO, P.H., BASEI, M.A.S., MORALES CÁMERA, M., MACCHIOLI GRANDE, M. y DA COSTA CAMPOS NETO, M.C. 2018. Petrological, geochemical, isotopic, and geochronological constraints for the Late Devonian–Early Carboniferous magmatism in SW Gondwana (27°–32° LS): an example of geodynamic switching. *International Journal of Earth Sciences*, 107, 2575–2603.
- DAHLQUIST, J.A., MORALES CÁMARA, M.M., ALASINO, P.H., PANKHURST, R.J., BASEI, M.A.S., RAPELA, C.W., MORENO, J.A, BALDO, E.G. y GALINDO, C. 2021. A review of Devonian–Carboniferous magmatism in the

- central region of Argentina, pre-Andean margin of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews*, 221: 103781, 1–34.
- DENG, J., WANG, Q., LIU, X., ZHANG, L., YANG, L., QIU K., GUO L., LIANG L. y MA, Y. 2022. The formation of the Jiaodong gold province. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 96(6): 1801-1820.
- DOLD, B. 2003. Enrichment processes in oxidizing sulfide mine tailings: lessons for supergene ore formation. *SGA News* 1: 10–15.
- DOMEIER, M. y TORSVIK, T. H. 2014. Plate tectonics in the late Paleozoic. *Geoscience Frontiers*, 5, 303–350.
- DRUGUET, E. 2019. Deciphering the presence of axial-planar veins in tectonites. *Geoscience Frontiers* 10(6): 2101–2115.
- GABOURY, D. 2019. Parameters for the formation of orogenic gold deposits. *Applied Earth Science*, 128(3): 124–133.
- GOLDFARB, R.J. 2014. Orogenic gold: regional perspectives, space-time correlations, and the changing definition of ore. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 88 (supl. 2): 783.
- GOLDFARB, R.J. 2020. The Tectonics and Metallogensis of Asia (Tianfeng Wan). *Economic Geology*, 115, 1151–1152.
- GOLDFARB, R. J. y PITCAIRN I. 2023. Orogenic gold: is a genetic association with magmatism realistic? *Mineralium Deposita*, 58(1): 5–35.
- GOLDFARB, R.J., GROVES, D.I. y GARDOLL, S. 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geology Reviews*, 18: 1–75.
- GOLDFARB, R.J., BAKER, T., DUBÉ, B., GROVES, D.I., HART, C.J.R. y GOSSELIN, P. 2005. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. In: Hedenquist JW, Thompson JFH, Goldfarb RJ, Richards JP, eds. *Economic Geology: One Hundredth Anniversary Volume*. Society of Economic Geologists. p. 407–450.
- GROVES, D.I., GOLDFARB, R.J., GEBRE-MARIAM, M., HAGEMANN, S.G. y ROBERT, F. 1998. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the

- context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, 13(1-5): 7-27.
- GROVES, D.I., SANTOSH, M., GOLDFARB, R.J. y ZHANG, L. 2018. Structural geometry of orogenic gold deposits: Implications for exploration of world-class and giant deposits. *Geoscience Frontiers*, 9(4): 1163-1177.
- GROVES, D.I., GOLDEN, D.M., RICHARDS, J.P., BÜHLER, S. y VIELLEFOND, D. 2019. Reinterpretation of the Mesoproterozoic Olympic Dam Cu–U–Au–Ag deposit as a hydrous, Fe-oxide-rich IOCG system. *Ore Geology Reviews* 107: 18–33.
- GROVES, D. I., SANTOSH, M. y ZHANG, L. 2020. A scale-integrated exploration model for orogenic gold deposits based on a mineral system approach. *Geoscience Frontiers* 11(3): 719-738.
- HAEBERLIN, Y., MORITZ, R. y FONTBOTÉ, L. 2002. Paleozoic orogenic gold deposits in the eastern Central Andes and its foreland, South America. *Ore Geology Reviews*, 22, 41–59.
- HART, C. J. 2007. Reduced intrusion-related gold systems. En: Goodfellow, W. D. (ed.), *Mineral Deposits of Canada: A synthesis of major deposit types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication 5, 95–112.
- HART, C.J.R. y GOLDFARB, R.J. 2005. Distinguishing intrusion-related from orogenic gold systems. En: *New Zealand Minerals Conference Proceedings 2005*: 125–133.
- HAYES, S.M., ROOT, R.A., PERDRIAL, N., MAIER, R.M. y CHOROVER, J. 2014. Surficial weathering of iron sulfide mine tailings under semi-arid climate. *Applied Geochemistry*, 39, 1-14.
- HERVÉ, F., CALDERÓN, M., FANNING, C. M., PANKHURST, R. J. y GODOY, E. 2013. Provenance variations in the Late Paleozoic accretionary complex of central Chile as indicated by detrital zircons. *Gondwana Research*, 23, 1122–1135.
- HERVÉ, F., CALDERÓN, M., FANNING, C. M., PANKHURST, R. J., FUENTES, F., RAPELA, C. W., CORREA, J., QUEZADA, P. y MARAMBIO, C. 2016.

- Devonian magmatism in the accretionary complex of southern Chile. *Journal of the Geological Society (London)*, 173, 587–602.
- HODGSON, C.J. 1989. The structure of shear-related, vein-type gold deposits: a review. *Ore Geology Reviews* 4(3): 231–273.
- HRONSKY, J.M. 2020. Deposit-scale structural controls on orogenic gold deposits: an integrated, physical process-based hypothesis and practical targeting implications. *Mineralium Deposita*, 55(2): 197–216.
- JAPAS, M.S., SALVARREDI, J.A. y KLEIMAN, L.E. 2008a. Control estructural en la distribución de las mineralizaciones de uranio del ciclo Choiyoi, Bloque de San Rafael, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(2): 204–212.
- JAPAS, M.S., CORTÉS, J.M. y PASINI, M. 2008b. Tectónica extensional triásica en el sector norte de la cuenca Cuyana: primeros datos cinemáticos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(2): 213–222.
- JORDAN, T.E., ALLMENDINGER, R.W., DAMANTI, J.F. y DRAKE, R.E. 1993. Chronology of motion in a complete thrust belt: the Precordillera, 30–31°S, Andes Mountains. *The Journal of Geology*, 101 (2): 135–156.
- LANG, J.R. y BAKER, T. 2001. Intrusion-related gold systems: The present level of understanding. *Mineralium Deposita* 36(6):477–489.
- LANG, J.R., BAKER, T., HART, C.J.R. y MORTENSEN, J.K. 2000. An exploration model for intrusion-related gold systems. *Society of Economic Geologists Newsletter* 40: 1–15.
- MAFFINI, M. N., DUCART, D. F., RADICE, S., CONIGLIO, J., D'ERAMO, F. J., DEMARTIS, M., PINOTTI, L. P., MOREIRA SILVA, A., BEMFICA TOLEDO, C. L. 2017. Estudio petrográfico, espectral y de susceptibilidad magnética de la alteración hidrotermal asociada con depósitos polimetálicos de Pb-Zn-Cu-Ag-Au, Sierra de Comechingones, Córdoba (Argentina). *Estudios Geológicos*, 73(1).
- MAJZLAN, J., TUHÝ, M., DACHS, E. y BENISEK, A. 2023. Thermodynamics of schafarzikite (FeSb<sub>2</sub>O<sub>4</sub>) and tripuhyite (FeSbO<sub>4</sub>). *Physics and Chemistry of Minerals*, 50(3): 24.
- MARDONEZ CATALÁN, D.J., SURIANO, J., GIAMBIAGI, L.B., MESCUA, J.F., LOSSADA, A.C., CREIXELL, C. y MURILLO, I. 2020. The Jáchal river cross-

- section revisited (Andes of Argentina, 30°S): Constraints from the chronology and geometry of Neogene synorogenic deposits. *Journal of South American Earth Sciences*, 104: 1–21.
- MICKLETHWAITE, S. 2009. Mechanisms of faulting and permeability enhancement during epithermal mineralisation: Cracow goldfield, Australia. *Journal of Structural Geology* 31(3): 288–300.
- MORENO, J.A., DAHLQUIST, J.A., MORALES CÁMERA, M.M., ALASINO, P.H., LARROVERE, M.A., BASEI, M.A.S., GALINDO, C., ZANDOMENI, P.S. y ROCHER S. 2020. Geochronology and geochemistry of the Tabaquito batholith (Frontal Cordillera, Argentina): geodynamic implications and temporal correlations in the SW Gondwana margin. *Journal of the Geological Society*, 177: 455–474.
- MUGAS LOBOS, A. C., MÁRQUEZ ZÁVALA, M. F., GALLISKI, M. A. y WÄLLE, M. 2018. The Permian–Triassic low sulfidation epithermal Au deposit of Don Sixto, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 75(4): 441–456.
- NELSON, D.A. y COTTLE, J.M. 2019. Tracking voluminous Permian volcanism of the Choiyoi Province into central Antarctica. *Lithosphere*, 11(3): 386–398.
- ORIOLO, S., GÓMEZ A., MAFFINI, N., OYHANTÇABAL, P., DEMARCO, M., VARGAS PERUCCA, M., y RUBINSTEIN, N. 2024. Transtension, brittle-ductile shear zones and hydrothermal ore deposits: towards quantitative structural and kinematic models. *Journal of Structural Geology*, 185: 105173.
- PALMA, D., JOVIC, S., LÓPEZ, L., GUIDO, D., PÁEZ, G., DE MARTINO, F., SOTARELLO, G. y ROLANDO, P. 2023. Mineralización, control estructural y modelado 3D de clavos mineralizados en la veta Julieta, distrito Casposo (Cordillera Frontal, San Juan, Argentina). *Andean Geology*, 50(3): 387–402.
- PETER, J. M., LAYTON-MATTHEWS, D., GADD, M. G., GILL, S., BAKER, S., PLETT, S. y PARADIS, S. 2015. Application of visible-near infrared and short wave infrared spectroscopy to sediment-hosted Zn-Pb deposit exploration in the Selwyn Basin, Yukon. En: *Targeted Geoscience Initiative 4: Sediment-hosted Zn-Pb Deposits: Processes and Implications for Exploration* (Paradis, S., ed.), Geological Survey of Canada, pp. 152–172.

- PHILLIPS, G.N. y POWELL, R. 2010. Formation of gold deposits: a metamorphic devolatilization model. *Journal of Metamorphic Geology*, 28(6): 689–718.
- PITCAIRN, I.K., TEAGLE, D.A.H., BIDZIŃSKI, E., HOOPER, D. y BROOKS, C. 2006. Mobility of gold in metamorphic fluids during high-grade metamorphism. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70: 4579–4599.
- RAMOS, V.A., CRISTALLINI, E.O. y PÉREZ, D.J. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 15 (1): 59–78.
- RAPELA, C.W., PANKHURST, R.J., CASQUET, C., DAHLQUIST, J.A., FANNING, C.M., BALDO, E.G., GALINDO C., ALASINO, P.H., RAMACCIOTTI C.D., VERDECCHIA S.O., MURRA J.A. y BASEI, M.A. 2018. A review of the Famatinian Ordovician magmatism in southern South America: evidence of lithosphere reworking and continental subduction in the early proto-Andean margin of Gondwana. *Earth-Science Reviews*, 187: 259-285.
- RIDLEY, J.R. y DIAMOND, L.W. 2000. Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models. In: HAGEMANN, S.G. y BROWN, P.E. (eds.), *Gold in 2000. Reviews in Economic Geology* 13: 141–162.
- SIBSON, R.H. 1987. Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. *Geology* 15(8): 701–704.
- SIBSON, R.H. 1994. Crustal stress, faulting and fluid flow. *Geological Society, London, Special Publications* 78(1): 69–84.
- SILLITOE, R.H. 2005. Supergene oxidized and enriched porphyry copper and related deposits: Life cycle and global distribution. *Economic Geology*, 100, 723-752.
- SILLITOE, R.H. y THOMPSON, J.F. 1998. Intrusion-related vein gold deposits: types, tectono-magmatic settings and difficulties of distinction from orogenic gold deposits. *Resource Geology* 48 (4): 237–250.
- TAPPERT, M. C., RIVARD, B., GILES, D., TAPPERT, R. y MAUGER, A. 2013. The mineral chemistry, near-infrared, and mid-infrared reflectance spectroscopy of phengite from the Olympic Dam IOCG deposit, South Australia. *Ore Geology Reviews*, 53, 26–38.
- TOMKINS, A.G. 2013. On the source of orogenic gold. *Geology*, 41(11): 1079–1082.

- WILLIAMS-JONES, A.E., BOWELL, R.J. y MIGDISOV, A.A. 2009. Gold in solution. *Elements*, 5(5): 281–287.
- WILLNER, A.P., GERDES, A., MASSONNE, H.J., SCHMIDT, A., SUDO, M., THOMSON, S.N. y VUJOVICH, G. 2011. The geodynamics of collision of a microplate (Chilena) in Devonian times deduced by the pressure–temperature–time evolution within part of a collisional belt (Guarguaraz Complex, W-Argentina). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162: 303–327.
- WYMAN, D.A., CASSIDY, K.F. y HOLLINGS, P. 2016. Orogenic gold and the mineral systems approach: Resolving fact, fiction and fantasy. *Ore Geology Reviews* 78: 322–335.
- YANG, K., HUNTINGTON, J. F., CUDAHY, T. J., MASON, P., SCOTT, K. M. 2001. Spectrally mapping the compositional variation of white micas in hydrothermal systems and the application in mineral exploration. En: *IGARSS 2001. Scanning the Present and Resolving the Future. Proceedings. IEEE 2001 International Geoscience and Remote Sensing Symposium* (Cat. No. 01CH37217), Vol. 7, pp. 3294–3296.



# CAPÍTULO 12: CONCLUSIONES

## CAPÍTULO 12: CONCLUSIONES

En este capítulo, se presentan las principales conclusiones que surgen de este trabajo de investigación:

El análisis de imágenes satelitales mediante sensores multiespectrales como Landsat 8 y ASTER permitió identificar con precisión zonas de alteración hidrotermal, confirmadas posteriormente por estudios de campo y mineralógicos. Destaca la detección de alteración sericítica en cuerpos riódacíticos del Pérmico-Triásico y la identificación de alunita en Chinguillos Este, asociada a vetas de  $Sb\pm Au$ , lo que resalta el valor de estas técnicas para la exploración mineral. Entre los métodos empleados, la clasificación supervisada resultó la más eficaz para diferenciar unidades litológicas y delimitar áreas de interés metalogénico, mientras que la clasificación no supervisada se mostró útil en la exploración preliminar.

La aplicación de la señal analítica a la grilla de anomalías aeromagnetométricas permitió identificar cuerpos subredondeados a elongados a lo largo de un lineamiento N-S de más de 20 km en el sector oriental de la zona de estudio. Estos cuerpos están relacionados con zonas de alteración hidrotermal, visibles tanto en afloramientos como en imágenes satelitales. Un hallazgo clave fue la localización precisa de la microgranodiorita Los Médanos, un cuerpo subelongado de edad miocena que aflora en las proximidades de Chinguillos ( $29^{\circ}46'S - 69^{\circ}14'O$ ), y que presenta mineralizaciones de interés económico y alteración hidrotermal avanzada. La respuesta magnética de este plutón muestra una notable similitud con la de los cuerpos menores distribuidos a lo largo del lineamiento N-S, lo que sugiere que estos intrusivos, que podrían ser más antiguos, estarían relacionados con un sistema intrusivo más amplio en la Precordillera Occidental. Estos cuerpos podrían estar vinculados a la Granodiorita Tabaquito ( $29^{\circ}10'S - 69^{\circ}15'O$ ), datada en  $337 \pm 2$  Ma y  $322 \pm 5$  Ma, lo que indicaría la presencia de pulsos magmáticos paleozoicos con potencial participación en la generación de fluidos mineralizantes. Esta asociación refuerza la hipótesis de que estos cuerpos plutónicos podrían haber sido una fuente clave para los fluidos mineralizadores, especialmente en relación con las vetas polimetálicas de Chinguillos Oeste.

Los mapas geofísicos y de alteración han demostrado ser herramientas valiosas para establecer la relación espacial entre las anomalías geofísicas y las zonas de alteración hidrotermal, resaltando su distribución y extensión en el área de estudio. Estos resultados no solo ofrecen una base sólida para la planificación de actividades de exploración

geológica, sino que también sugieren la posibilidad de ampliar las áreas de interés, especialmente en busca de depósitos relacionados con vetas polimetálicas distales y depósitos de oro orogénico.

La deformación transtensional es crítica para los depósitos de minerales hidrotermales, ya que la presencia de extensión a diferentes escalas representa un control crucial para la circulación y emplazamiento de fluidos magmático-hidrotermales y la deposición de minerales. Para los depósitos de oro orogénico, y en particular para las vetas de Chinguillos Este, las zonas de cizalla frágiles a frágiles-dúctiles representan un metalotecto de primer orden, ya que canalizan la circulación de fluidos y, por lo tanto, controlan el emplazamiento de la mineralización. Por otro lado, en Chinguillos Oeste, las vetas polimetálicas son paralelas a la foliación de plano axial y se vinculan a la generación de dilatancia en las zonas externas de las charnelas.

En las vetas de Chinguillos Este, la formación de schafarzikita y los óxidos de antimonio (cervantita, valentinita, kermesita, senarmontita) se atribuye a la removilización oxidativa de la estibina, lo que facilita la acumulación de antimonio (Sb) en concentraciones elevadas, necesarias para la precipitación de  $Sb_2O_3$ . Fluctuaciones en el potencial redox y en el contenido de hierro pueden inducir la formación de kermesita o schafarzikita, con hierro proveniente de la oxidación de minerales hipogénicos. En condiciones oxidantes cercanas a la superficie, estos minerales pueden actuar como reservorios de antimonio durante la meteorización, dando lugar a productos de meteorización oxidados como la tripuhyita. En Chinguillos Oeste, la alteración supergénica refleja una movilización y redepositación de elementos derivados de la alteración de arsenopirita y pirita, destacando la escorodita como el mineral secundario de arsénico más prevalente. Este mineral se forma principalmente por oxidación de arsénico en un sistema Fe(III)–As(V). Además, la formación de mimetita y otros sulfatos y carbonatos secundarios, como la linarita y la cerusita, resalta variaciones en el pH y la actividad de iones metálicos.

La espectroscopía de reflectancia, usando instrumentos portátiles como el ASD TerraSpec® Halo, ha demostrado ser eficaz para la identificación mineralógica y la determinación de la distribución espacial de las alteraciones hidrotermales y supergénicas. Finalmente, los resultados sugieren que la longitud de onda de la banda Al-OH de la mica fengita podría ser un vector útil para la mineralización, especialmente en la cartografía de sistemas hidrotermales.

Por otro lado, la microscopía Raman se destacó como una técnica no destructiva de gran utilidad para el análisis de minerales en las etapas iniciales de exploración de un yacimiento. En este estudio, permitió identificar el principal mineral de mena, junto con varios óxidos asociados, lo que facilitó una aproximación precisa a la paragénesis mineral de Chinguillos Este. Los resultados obtenidos mostraron una alta concordancia con los análisis realizados posteriormente mediante la técnica SEM/EDS, destacando la fiabilidad y complementariedad de ambas metodologías.

El análisis de las inclusiones fluidas en las vetas de cuarzo polimetálicas de Chinguillos Oeste ha proporcionado información sobre los fluidos del sistema, caracterizados como bifásicos de Tipo I, ricos en líquido, con temperaturas de homogeneización (Th) que promedian 154 °C y alcanzan un máximo de ~ 204 °C. La salinidad es baja, con valores cercanos a 1,2 wt.% NaCl eq., coherentes con soluciones hidrotermales diluidas. La distribución de Th y Tm indica además que estos fluidos experimentaron episodios de ebullición, proceso que generó un enriquecimiento progresivo en sales en la fase líquida y una ligera disminución térmica asociada a la descompresión del sistema. Estas condiciones hidrotermales, aunque se superponen parcialmente con el campo epitermal, son compatibles con la porción distal de un sistema IRGS, concordante con la paragénesis metálica y la asociación geoquímica identificada.

Los circones analizados muestran una distribución mayoritariamente concordante, con una edad promedio de  $253,01 \pm 0,46$  Ma, interpretada como la edad de emplazamiento del dique riolítico. Esta edad se correlaciona directamente con el magmatismo Choiyoi del Pérmico tardío, ampliamente documentado en la Cordillera Frontal y Precordillera. La presencia de algunos análisis discordantes sugiere interacción posterior con fluidos hidrotermales, responsables de una pérdida parcial de Pb y del desplazamiento de ciertos puntos fuera de la concordia.

Por otro lado, las dataciones Th–U–Pb en monacitas registran un evento hidrotermal de ~203 Ma, correspondiente al Jurásico temprano. Las texturas en esponja observadas en los cristales y sus elevadas relaciones Th/U indican procesos de recristalización asociados a sericitización, vinculados a la circulación de fluidos hidrotermales posteriores al emplazamiento del dique pérmico.

El sistema mineralizado de Chinguillos Este se ajusta al modelo de mineralización orogénica, con fluidos de origen metamórfico generados por la deshidratación de rocas marinas durante la transición de facies de esquisto verde a anfibolita. Estos fluidos de baja salinidad, controlados estructuralmente, migraron y precipitaron en respuesta a la

deformación regional en la transición Devónico-Carbonífero, asociada al retroceso de la losa. La datación de edades de illita (ca. 367-325 Ma) apoya esta interpretación, alineándola con otros depósitos de oro orogénico globalmente. Por otro lado, las vetas polimetálicas de Chinguillos Oeste representan un sistema relacionado con intrusiones magmáticas, con fluidos mineralizantes de baja salinidad y elementos como As, Sb, Ag, Pb y Zn, propios de sistemas magmático-hidrotermales. Las edades de illita (ca. 352-331 Ma) sugieren que la alteración hidrotermal y la mineralización, asociadas al evento de plegamiento, tendrían una estrecha relación con la intrusión de la Granodiorita Tabaquito y posibles intrusivos asociados no expuestos en superficie.

# ANEXO

IF	Tipo	Te	Tm	phase	Th <sub>L-V</sub>	Salinity	T @ homog.	P @ homog.	r <sub>BULK</sub>	dP/dT
						wt% NaCl	(°C)	(bar)	(g/cm <sub>3</sub> )	(bar/°C)
1	I		-0.4	ice	151.9	0.70	151.9	5	0.925	17.5
2	I		-0.4	ice	132	0.70	132.0	3	0.943	18.1
3	I	-33	-0.4	ice	212.1	0.70	212.1	20	0.856	15.0
4	I		-0.5	ice	152.9	0.88	152.9	5	0.925	17.5
5	I		-0.7	ice	151.9	1.22	151.9	5	0.928	17.5
6	I	-23.3	-1	ice	143.4	1.74	143.4	4	0.939	17.9
7	I		-0.8	ice	168	1.40	168.0	7	0.914	16.9
8	I		-1.4	ice	164.7	2.41	164.7	7	0.924	17.1
9	I		-2.5	ice	175.6	4.18	175.6	9	0.925	16.9
10	I		-2.5	ice	210.1	4.18	210.1	18	0.886	15.2
11	I		-1.1	ice	185.2	1.91	185.2	11	0.898	16.2
12	I		-1.1	ice	169.2	1.91	169.2	8	0.916	16.9
13	I		-0.9	ice		1.57				
14	I		-1	ice	153.3	1.74	153.3	5	0.930	17.5
15	I		-1	ice	148.8	1.74	148.8	5	0.935	17.7
16	I		-1	ice	155.3	1.74	155.3	5	0.928	17.4
17	I		-1.4	ice	152.1	2.41	152.1	5	0.936	17.6
18	I		-1.4	ice	153.6	2.41	153.6	5	0.934	17.6
19	I		-0.8	ice	158.8	1.40	158.8	6	0.923	17.3
20	I	-30.8	-1.5	ice	145.7	2.57	145.7	4	0.943	17.9
21	I	-32.7	-0.9	ice	165.2	1.57	165.2	7	0.918	17.0
22	I		-0.9	ice	132	1.57	132.0	3	0.948	18.2
23	I	-27	-0.9	ice	165.2	1.57	165.2	7	0.918	17.0
24	I		-1.4	ice		2.41				
25	I		-1	ice	97	1.74	97.0	1	0.974	19.3
26	I		-1	ice	152.3	1.74	152.3	5	0.931	17.5
27	I		-0.9	ice	166	1.57	166.0	7	0.917	17.0
28	I	-21.1	-0.9	ice	162.3	1.57	162.3	6	0.921	17.2
29	I		-1	ice	148.9	1.74	148.9	5	0.934	17.7
30	I		-1.1	ice	136.9	1.91	136.9	3	0.946	18.1
31	I		-2.1	ice	127.5	3.55	127.5	2	0.964	18.9
32	I		-1.4	ice	149.8	2.41	149.8	5	0.938	17.7
33	I		-5.8	ice	168.5	8.95	168.5	7	0.965	18.5
34	I		-0.9	ice	165.9	1.57	165.9	7	0.917	17.0
35	I		-1.4	ice	177.5	2.41	177.5	9	0.910	16.6
36	I		-0.7	ice	160	1.22	160.0	6	0.921	17.2
37	I		-2.4	ice	202.1	4.03	202.1	16	0.894	15.6
38	I		-0.8	ice	187.3	1.40	187.3	12	0.892	16.1
39	I		-2.3	ice	187.6	3.87	187.6	12	0.910	16.3
40	I		-1.8	ice	162.7	3.06	162.7	6	0.930	17.3
41	I		-1	ice	170.8	1.74	170.8	8	0.913	16.8
42	I		-0.5	ice	165.7	0.88	165.7	7	0.913	17.0
43	I		-1.7	ice	159.3	2.90	159.3	6	0.932	17.4
44	I		-0.5	ice	202.2	0.88	202.2	16	0.870	15.5
45	I		-1.2	ice	153.2	2.07	153.2	5	0.933	17.6
46	I	-21	-1.4	ice	158.9	2.41	158.9	6	0.929	17.4
47	I		-2.4	ice	162.3	4.03	162.3	6	0.937	17.5
48	I		-1.2	ice	189.7	2.07	189.7	12	0.894	16.0
49	I		-1.9	ice	158.2	3.23	158.2	6	0.935	17.5
50	I		-0.7	ice	193.8	1.22	193.8	13	0.883	15.9
51	I		-2.6	ice	182.3	4.34	182.3	10	0.919	16.6
52	I		-1.4	ice	173.8	2.41	173.8	9	0.914	16.8
53	I		-2.5	ice	200.1	4.18	200.1	15	0.898	15.7
54	I	-24.6	-1	ice	159.6	1.74	159.6	6	0.924	17.3

Tabla A 1. Detalle de todas las mediciones de inclusiones fluidas realizadas.

Muestra	Longitud	Latitud	Tipo de análisis											
			Estudios petro-mineralógicos		Determinaciones mineralógicas				Inclusiones fluidas	Geocronología			Geoquímica	
			Sección delgada-pulida	Bloque pulido	SEM-EDS	Terraspec Halo	DRX	RAMAN	Secciones bipulidas	U-Pb CA-TIMS en circones	EPMA-Th-U-Pb en monacitas	K-Ar en illita		
E12723	69°9'49,58"O	29°42'13,93"S	X		X						X	X	X	X
E12725	69°9'35,68"O	29°43'38,92"S	X		X								X	X
E12724	69°8'30,93"O	29°41'8,28"S	X		X	X								X
E12721	69°8'24,23"O	29°41'4,3"S	X		X									X
E12722	69°9'17,27"O	29°43'52,95"S		X	X									X
M62	69°8'9,73"O	29°41'9,73"S		X	X									X
M57	69°8'9,73"O	29°41'9,73"S						X						
M58	69°8'36,63"O	29°41'10,31"S						X						
M35	69°9'30,53"O	29°44'0,67"S	X		X									X
M46	69°8'30,93"O	29°41'8,28"S	X		X	X								X
M48	69°8'35,28"O	29°41'7,13"S	X		X									X
M54	69°8'35,28"O	29°41'7,13"S	X		X									X
M19	69°8'24,23"O	29°41'4,3"S	X		X									X
M61	69°9'38,82"O	29°43'31,13"S	X		X	X								X
M38	69°9'17,32"O	29°43'53,37"S							X					X
M59	69°9'19,44"O	29°43'50,53"S												X
FG1	69°8'35,03"O	29°41'7,24"S				X							X	
FG2	69°8'35,28"O	29°41'7,13"S											X	
FG3	69°8'35,28"O	29°41'7,13"S											X	
Pi2	69°8'35,03"O	29°41'7,24"S	X		X	X	X						X	
P2a	69°8'37,74"O	29°41'8,08"S	X		X	X	X						X	
P2c	69°8'37,7"O	29°41'8,04"S	X		X	X	X						X	
P11	69°9'24,67"O	29°43'50,09"S	X		X	X	X						X	
M12	69°9' 49,7"O	29°42'14,84"S					X						X	
M40	69°9'19,96"O	29°43'51,6"S	X		X	X	X						X	
P20	69°9'38,82"O	29°43'31,13"S	X		X	X	X						X	
PA01	69°9'19,54"O	29°43'51,02"S											X	
PA02	69°9'27,22"O	29°43'44,72"S											X	

Tabla A 2. Muestras analizadas en este trabajo de tesis doctoral, junto a su ubicación y el tipo de análisis realizado en cada una.

MUESTRA	Ag ppm	Al %	As ppm	Au ppm	B ppm	Ba ppm	Be ppm	Bi ppm	Ca %	Cd ppm	Ce ppm	Co ppm	Cr ppm	Cs ppm	Cu ppm	Fe %	Ga ppm	Ge ppm	Hf ppm	Hg ppm	In ppm	K %	La ppm	Li ppm	Mg %	Mn ppm
M19	0.05	0.67	101	0.06	20	60	0.68	0.39	0.39	0.01	18.75	24.6	12	3.46	59.6	5.26	1.31	0.09	0.09	0.16	0.033	0.26	7.6	1.8	0.19	880
M35	0.05	0.39	586	<0.02	30	3140	0.62	0.05	17.65	0.32	6.86	22.2	7	1.21	16.2	9.11	0.96	0.13	0.07	0.08	0.043	0.09	2.4	11.3	0.52	1930
M62	1.7	0.03	1.5	0.14	<10	<10	<0.05	0.16	0.16	0.01	0.27	2	3	<0.05	30	0.27	0.17	<0.05	<0.02	1.57	0.005	0.01	7.5	1.2	0.02	20
M46	0.04	0.32	330	0.48	10	70	0.16	0.11	0.19	0.01	10	3.9	11	2.22	14.6	4.33	1.68	0.05	0.1	2.47	0.021	0.18	5.3	5.8	0.07	51
M48	0.22	4.32	124	0.02	40	50	2.93	0.18	0.22	0.14	24.8	72.2	10	3.9	61.3	15.85	1.07	0.23	0.11	7.12	0.028	0.16	6.7	76	0.34	731
M54	0.04	0.33	44.1	0.03	20	30	0.42	0.04	0.25	0.03	6.81	21.9	11	2.6	69.4	17.4	1.78	0.15	0.06	3.54	0.06	0.09	2.5	3.1	0.06	189
E12721	0.2	8.06	151	NA	NA	658	2.3	0.17	0.13	0.06	64.24	9.7	84	14.3	52.7	5.14	23.6	0.3	3.53	NA	0.08	2.61	25.6	28	0.36	272
E12724	0.06	2.7	428	NA	NA	267	1	0.19	0.06	0.05	33.34	2.2	48	5.39	19.7	4.93	8.7	0.4	2.14	NA	0.04	0.78	14.9	128	0.15	52
MUESTRA (cont.)	Mo ppm	Na %	Nb ppm	Ni ppm	P ppm	Pb ppm	Rb ppm	Re ppm	S %	Sb ppm	Sc ppm	Se ppm	Sn ppm	Sr ppm	Ta ppm	Te ppm	Th ppm	Ti %	Tl ppm	U ppm	V ppm	W ppm	Y ppm	Zn ppm	Zr ppm	
M19	1.18	0.17	<0.05	59.3	690	4.2	12.3	<0.001	0.11	1265	4.1	0.9	0.4	28.5	<0.01	0.05	3.4	<0.005	0.12	1.04	21	0.08	5.17	90	3.7	
M35	2.75	1.42	<0.05	56.1	230	16	4.5	0.011	0.14	82.1	4.1	3	0.2	198.5	<0.01	0.04	0.8	<0.005	0.08	4.14	34	1	11.05	102	3.8	
M62	<0.05	0.03	<0.05	3.4	10	<0.2	0.4	0.003	>10.0	>10000	<0.1	0.8	0.3	1.8	<0.01	<0.01	<0.2	<0.005	1.09	<0.05	1	<0.05	0.38	8	<0.5	
M46	2.73	0.11	<0.05	22.8	250	10.4	8.3	<0.001	0.42	350	1.3	0.5	0.8	65.6	<0.01	0.04	1.6	<0.005	1.51	0.65	14	<0.05	1.43	16	4.1	
M48	11.9	0.38	<0.05	176	1270	17.5	7.1	0.001	0.19	567	6.8	3.6	0.3	359	0.01	0.04	1.7	<0.005	0.18	4.61	19	0.06	37.3	283	13	
M54	2.49	0.05	<0.05	83.4	780	7.4	4.4	<0.001	0.31	946	2.4	1.8	0.3	16.8	<0.01	<0.01	0.7	<0.005	0.09	0.88	63	<0.05	13.15	270	2.9	
E12721	4.49	0.5	3.8	21.2	471	50.4	171.8	NA	0.28	8906	15.4	<2	2.9	102.7	0.65	<0.05	10.5	0.13	1.08	3.2	117	2.6	12.5	82	111.7	
E12724	4.84	0.25	5	14.6	281	25.1	49.1	NA	0.26	597.8	5.3	<2	1.6	76.6	0.52	<0.05	4.8	0.15	2.08	1.9	51	1	6.2	17	63.1	

Tabla A 3. Análisis químico de roca total mediante digestión con acqua regia y análisis por ICP-MS (ultra traza) para Chinguillos Este, donde NA: No analizado.

MUESTRA	Ag ppm	Al %	As ppm	Au ppm	B ppm	Ba ppm	Be ppm	Bi ppm	Ca %	Cd ppm	Ce ppm	Co ppm	Cr ppm	Cs ppm	Cu ppm	Fe %	Ga ppm	Ge ppm	Hf ppm	Hg ppm	In ppm	K %	La ppm	Li ppm	Mg %	Mn ppm
M38	5.03	0.27	>10000	0.03	<10	370	0.13	26.3	3.02	0.11	10.15	7.7	9	0.12	83.8	3.9	0.93	0.07	0.02	0.02	0.717	0.01	4.8	13	1.49	780
M61	2.9	0.27	>10000	0.17	<10	320	0.13	33.4	2.43	0.11	11.05	6.9	9	0.26	52.7	3.68	0.84	0.07	<0.02	0.08	0.265	0.02	5.5	13.2	0.91	714
M59	0.03	0.41	5.1	<0.02	10	180	0.26	0.06	2.13	0.12	16	7.2	11	0.25	28.6	3.09	1.2	0.07	0.03	0.08	0.009	0.02	7.6	18.3	1.24	660
E12722	>10	1.31	>10000	NA	NA	23	0.6	320	0.18	7.66	5.08	16.9	40	1.22	1734	12.66	2.9	0.2	0.29	NA	106.9	0.15		20	0.03	164
MUESTRA (cont.)	Mo ppm	Na %	Nb ppm	Ni ppm	P ppm	Pb ppm	Rb ppm	Re ppm	S %	Sb ppm	Sc ppm	Se ppm	Sn ppm	Sr ppm	Ta ppm	Te ppm	Th ppm	Ti %	Tl ppm	U ppm	V ppm	W ppm	Y ppm	Zn ppm	Zr ppm	
M38	1.92	0.05	<0.05	12.8	200	144.5	0.6	0.001	0.31	10.2	2.3	1.8	1	22.3	<0.01	0.68	1	<0.005	0.15	0.16	9	0.08	8.47	57	2.6	
M61	1.55	0.03	<0.05	11	190	99.7	1.3	<0.001	0.4	180	2.6	2	6.3	39.4	<0.01	0.52	1.1	<0.005	0.07	0.51	5	0.06	16.35	52	0.9	
M59	2.1	0.06	<0.05	13.5	320	16.5	1.4	0.001	0.04	1.17	2.5	<0.2	0.7	22.3	<0.01	0.04	1	<0.005	<0.02	0.2	8	0.08	10.15	84	2.8	
E12722	9.25	0.19	0.4	13	1230	2815	10	NA	1.88	375.2	9.4	20	45.9	14.3	0.1	4.16	3.8	0.01	6.87	1.7	21	0.9	1.4	363	13.6	

Tabla A 4. Análisis químico de roca total mediante digestión con acqua regia y análisis por ICP-MS (ultra traza) para Chinguillos Oeste, donde NA: No analizado.

MUESTRA	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Ba PPM	CaO %	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	K <sub>2</sub> O %	MgO %	MnO %	Na <sub>2</sub> O %	Nb PPM	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	SiO <sub>2</sub> %	Sr PPM	TiO <sub>2</sub> %	Y PPM	Zn PPM	Zr PPM	Sum %	LOI %	Peso Muestra G	P_MEN140 %
E12723	18.15	297	0.63	<0.01	1.74	4.38	0.31	0.01	1.43	20	0.47	67.41	93	0.24	11	84	119	98.86	4.08	143.5	99
E12725	18.25	429	1.56	<0.01	2.2	2.62	0.29	0.07	2.02	27	0.55	68.69	88	0.06	<10	84	38	99.62	3.32	140.7	--

Tabla A 5. Análisis químico de óxidos mayoritarios mediante digestión con metaborato de litio y ICP/OES para la determinación de elementos traza de los diques que afloran en Chinguillos Oeste.

Muestra	Dates (Ma)				Composition										Isotopic Ratios							
	<sup>206</sup> Pb/		<sup>207</sup> Pb/		<sup>207</sup> Pb/		Corr.	Th/	Pb*	Pbc	Pb*/	<sup>206</sup> Pb/	<sup>206</sup> Pb/	<sup>207</sup> Pb/		<sup>207</sup> Pb/		<sup>208</sup> Pb/				
	<sup>238</sup> U a	±2σ	<sup>235</sup> U a	±2σ	<sup>206</sup> Pb a	abs								coef.	% disc b	U c	(pg) d	(pg) e	Pbc f	<sup>204</sup> Pb g	<sup>238</sup> U h	±2σ %
DI1-12-1	245.386	1.580	231.480	28.126	92.515	322.174	0.005	-165.239	0.216	8.780	6.340	1.385	110.912	0.039	0.656	0.256	13.588	0.048	13.601	0	0	
DI1-12-2	249.692	0.447	243.549	4.666	184.743	50.063	0.069	-35.157	0.170	14.409	1.757	8.202	571.268	0.039	0.183	0.271	2.155	0.050	2.150	0	0	
DI1-12-3	230.617	1.109	211.170	19.885	-0.606	251.622	0.007	38184.860	0.238	4.715	2.504	1.883	143.531	0.036	0.489	0.231	10.430	0.046	10.438	0	0	
DI1-12-4	252.433	0.593	240.949	10.015	130.444	109.889	0.015	-93.519	0.227	6.156	1.553	3.963	281.628	0.040	0.240	0.268	4.669	0.049	4.672	0	0	
DI1-12-5	253.050	0.941	229.489	16.308	-5.524	191.666	0.014	4681.281	0.037	2.403	1.030	2.332	182.710	0.040	0.379	0.254	7.940	0.046	7.943	0	0	
DI1-12-6	251.979	0.729	238.800	12.462	111.076	138.335	0.012	-126.852	0.334	2.975	0.904	3.291	230.653	0.040	0.295	0.265	5.856	0.048	5.860	0	0	
DI1-12-7	254.156	1.040	247.019	17.968	179.741	191.213	0.004	-41.401	0.833	2.505	0.963	2.602	165.846	0.040	0.417	0.275	8.194	0.050	8.203	0	0	
DI1-18-1	249.082	0.185	242.709	1.767	181.506	18.977	0.102	-37.231	0.260	37.741	1.712	22.049	1466.486	0.039	0.076	0.270	0.819	0.050	0.814	0	0	
DI1-18-2	251.032	0.189	248.102	1.027	220.485	10.546	0.219	-13.854	0.273	40.293	1.079	37.348	2460.286	0.040	0.077	0.277	0.466	0.051	0.455	0	0	
DI1-18-3	246.716	0.000	193.334	0.000	-417.389	0.000	-1.275	159.109	0.147	26.941	2.239	12.034	842.980	0.039	0.000	0.210	0.000	0.039	0.000	0	0	
DI1-18-4	251.066	0.209	249.394	2.133	233.691	22.195	0.078	-7.435	0.376	25.299	1.343	18.834	1215.162	0.040	0.085	0.278	0.964	0.051	0.961	0	0	
DI1-18-5	251.441	1.133	245.473	19.464	188.781	207.884	0.010	-33.192	0.270	3.104	1.514	2.051	152.974	0.040	0.460	0.273	8.926	0.050	8.933	0	0	
DI1-18-6	253.183	0.653	249.581	10.796	215.846	113.048	0.015	-17.298	0.394	4.618	1.207	3.826	260.678	0.040	0.263	0.279	4.879	0.050	4.882	0	0	
DI1-18-7	253.123	0.991	252.754	16.829	249.328	173.261	0.010	-1.522	0.475	3.868	1.539	2.513	174.059	0.040	0.399	0.283	7.521	0.051	7.528	0	0	

a Isotopic dates calculated using the decay constants  $\lambda_{238} = 1.55125E-10$  and  $\lambda_{235} = 9.8485E-10$  (Jaffey et al. 1971).

b % discordance =  $100 - (100 * (206Pb/238U \text{ date}) / (207Pb/206Pb \text{ date}))$

c Th contents calculated from radiogenic <sup>208</sup>Pb and the <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb date of the sample and assuming concordance between U-Th and Pb systems.

d Total mass of radiogenic Pb.

e Total mass of common Pb.

f Ratio of radiogenic Pb (including <sup>208</sup>Pb) to common Pb.

g Measured ratio corrected for fractionation and spike contribution only.

h Measured ratios corrected for fractionation and tracer and blank.

Tabla A 6. Resultados de la datación U-Pb por CA-TIMS de 14 circones correspondientes a la muestra DI1.

Muestra	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	CaO	ThO <sub>2</sub>	UO <sub>2</sub>	PbO	Total	Th <sub>Su2</sub>	ThO <sub>2</sub> *Edad (Ma)	±2σ (Ma)	
D11-M2b-1	30.217	13.983	29.745	3.290	13.169	2.086	0.892	0.322	0.410	1.057	5.005	0.176	0.050	100.402	4.899	5.573	213	37
D11-M2b-2	30.101	14.686	30.527	3.246	13.241	1.919	0.704	0.133	0.429	0.957	4.656	0.109	0.037	100.745	4.399	5.005	176	41
D11-M2b-3	26.637	14.234	29.956	3.295	13.362	2.040	0.792	0.113	0.521	0.986	5.303	0.163	0.050	97.452	5.125	5.830	205	35
D11-M2b-4	29.736	14.277	30.106	3.314	13.409	2.087	0.799	0.161	0.448	0.990	4.731	0.146	0.041	100.246	4.572	5.202	187	39
D11-M2b-5	30.300	14.494	30.380	3.200	12.821	2.007	0.887	0.250	0.437	0.974	4.374	0.184	0.042	100.348	4.366	4.966	198	41
D11-M2a-1	28.335	13.464	28.500	3.123	12.309	2.158	1.163	0.714	0.496	1.084	5.444	0.267	0.061	97.118	5.543	6.305	228	32
D11-M2a-2	30.252	13.800	29.694	3.260	12.926	2.110	0.976	0.350	0.381	1.094	5.297	0.196	0.053	100.389	5.210	5.927	212	34
D11-M2a-3	30.255	14.895	30.550	3.287	13.203	1.821	0.648	0.144	0.388	0.888	4.487	0.110	0.039	100.715	4.254	4.840	192	42
D11-M2a-4	30.067	13.775	29.614	3.225	13.068	2.137	1.010	0.353	0.336	1.080	5.116	0.198	0.057	100.035	5.060	5.756	234	35
D11-M2a-5	27.254	13.983	29.360	3.266	12.920	2.031	0.810	0.131	1.017	0.993	4.929	0.195	0.045	96.934	4.886	5.558	193	37
D11-M2a-6	30.134	13.740	29.645	3.241	13.106	2.115	0.896	0.252	0.435	1.094	4.949	0.173	0.047	99.828	4.841	5.507	205	37
D11-M2a-7	8.180	11.191	23.644	2.467	10.040	1.522	0.700	0.076	1.508	0.552	2.274	0.091	0.017	62.421	2.255	2.565	154	80
D11-M2a-8	29.977	13.795	29.346	3.194	12.743	2.067	0.907	0.284	0.541	1.094	4.935	0.193	0.044	99.121	4.885	5.557	189	37
D11-M1-1	30.297	11.895	27.766	3.190	13.298	2.710	1.980	1.459	0.338	1.073	5.121	0.139	0.051	99.585	4.897	5.570	218	37
D11-M1-2	30.030	11.898	27.761	3.239	13.359	2.685	2.021	1.453	0.352	1.091	5.156	0.132	0.044	99.471	4.906	5.581	188	37
D11-M1-3	30.018	11.851	27.885	3.261	13.620	2.629	1.957	1.383	0.356	1.032	4.977	0.124	0.048	99.376	4.726	5.377	210	38
D11-M1-4	30.191	11.926	27.735	3.159	13.302	2.686	1.993	1.447	0.347	1.079	5.130	0.142	0.054	99.446	4.914	5.590	230	37
D11-M1-5	30.210	12.159	28.309	3.307	13.683	2.644	1.919	1.664	0.322	0.901	4.151	0.095	0.040	99.639	3.919	4.458	212	46
D11-M1-6	30.567	11.905	27.944	3.208	13.272	2.704	2.021	1.377	0.349	1.084	5.084	0.130	0.040	99.980	4.835	5.500	171	37
D11-M1-7	19.679	10.901	25.871	2.914	12.574	2.581	1.930	0.958	0.359	0.895	3.870	0.088	0.029	82.963	3.649	4.152	167	49
D11-M1-8	30.313	12.067	28.245	3.244	13.685	2.559	1.854	1.407	0.368	0.972	4.732	0.092	0.044	99.859	4.421	5.029	205	41
D11-M1-9	29.022	11.852	27.921	3.139	13.335	2.735	2.054	1.424	0.351	1.109	5.094	0.153	0.055	98.517	4.911	5.587	235	37
D11-M1-10	33.910	10.925	25.630	2.909	12.338	2.369	1.732	1.636	0.573	1.128	4.605	0.098	0.040	98.669	4.325	4.920	194	42
D11-M1-11	29.850	11.876	27.697	3.212	13.102	2.732	2.074	1.448	1.114	1.079	4.897	0.153	0.040	99.597	4.736	5.388	177	38
D11-M11-1	32.469	11.477	26.178	2.954	12.423	2.071	1.556	1.823	0.435	0.909	3.567	0.060	0.029	95.967	3.305	3.760	183	54
D11-M11-2	30.625	12.242	28.207	3.214	13.326	2.515	1.888	1.288	0.356	1.063	5.017	0.133	0.050	99.924	4.787	5.446	219	38
D11-M11-3	30.332	12.497	28.688	3.265	13.624	2.436	1.732	1.312	0.383	0.878	4.415	0.092	0.033	99.688	4.140	4.710	167	43
D11-M11-5	24.787	12.419	28.528	3.256	13.576	2.409	1.702	1.169	0.939	0.882	4.288	0.084	0.040	94.205	4.005	4.557	208	45
D11-M11-1	30.798	11.992	27.899	3.265	13.637	2.685	1.920	1.338	0.351	1.047	5.033	0.121	0.040	100.126	4.765	5.421	175	38
D11-M3-2	30.473	12.320	28.445	3.270	13.502	2.468	1.736	1.391	0.392	0.985	4.896	0.104	0.046	100.027	4.597	5.230	207	39
D11-M3-4	29.951	12.463	28.137	3.194	13.313	2.410	1.764	1.234	0.372	0.972	4.541	0.099	0.040	98.490	4.272	4.861	193	42
D11-M3-6	30.648	12.422	28.350	3.166	13.305	2.539	1.795	1.271	0.361	1.047	5.007	0.113	0.041	100.065	4.721	5.371	183	38
D11-M3-7	30.674	12.245	28.334	3.270	13.247	2.602	1.848	1.153	0.341	1.085	5.192	0.143	0.052	100.186	4.969	5.632	218	36
D11-M3-8	30.767	12.346	28.587	3.323	13.709	2.472	1.738	1.434	0.374	0.893	4.411	0.086	0.032	100.172	4.120	4.687	164	44
D11-M3-11	30.728	12.390	28.463	3.228	13.706	2.419	1.630	1.398	0.739	0.881	4.350	0.083	0.038	100.053	4.059	4.618	193	44
D11-M3-12	30.758	12.070	28.196	3.220	13.287	2.569	1.884	1.221	0.360	1.059	5.073	0.139	0.046	99.881	4.852	5.519	196	37
D11-M3-13	30.593	11.517	27.160	3.064	12.118	2.374	1.562	0.959	1.085	1.237	5.557	0.239	0.058	97.719	5.563	6.328	218	32
D11-M9-1	34.439	11.597	26.133	2.864	11.366	2.230	1.591	1.820	3.430	1.408	5.239	0.424	0.048	102.588	5.804	6.601	173	31
D11-M9-2	34.595	11.450	25.770	2.864	11.238	2.279	1.633	1.827	1.332	1.397	5.189	0.363	0.048	99.984	5.589	6.356	179	32
D11-M9-3	33.992	11.788	26.487	2.962	11.655	2.315	1.733	1.806	0.871	1.382	5.350	0.387	0.052	100.781	5.800	6.596	188	31
D11-M9-4	30.752	12.142	27.852	3.055	11.822	2.565	1.982	1.724	0.369	1.388	5.832	0.499	0.077	100.058	6.546	7.444	244	27
D11-M9-5	29.957	13.239	29.164	3.192	12.570	2.263	1.477	0.792	0.415	1.179	5.486	0.212	0.048	99.992	5.421	6.166	186	33
D11-M9-6	30.245	12.831	28.777	3.184	12.361	2.415	1.590	1.007	0.416	1.287	6.040	0.264	0.067	100.483	6.058	6.891	230	30
D11-M5-1	29.535	13.299	29.570	3.302	13.674	2.256	1.000	0.250	1.296	1.067	4.959	0.201	0.051	100.459	4.930	5.607	214	36
D11-M5-2	30.412	13.385	29.419	3.300	13.635	2.264	0.995	0.235	0.338	1.107	5.168	0.211	0.048	100.516	5.140	5.847	193	35
D11-M5-3	30.404	13.442	29.592	3.274	13.602	2.191	0.996	0.247	0.331	1.086	5.057	0.173	0.051	100.445	4.935	5.614	213	36
D11-M5-4	30.502	13.775	29.913	3.289	13.513	2.174	0.980	0.281	0.315	1.037	4.516	0.215	0.055	100.566	4.582	5.212	251	39
D11-M5-5	30.468	13.228	29.258	3.139	12.242	2.287	1.352	0.590	0.421	1.250	5.769	0.220	0.060	100.285	5.695	6.479	221	32
D11-M5-6	30.489	13.722	29.678	3.299	13.333	2.211	1.018	0.271	0.315	1.060	4.573	0.229	0.049	100.248	4.670	5.312	220	38
D11-M5-7	30.188	13.526	29.776	3.299	13.611	2.242	0.963	0.257	0.338	1.043	4.851	0.191	0.046	100.331	4.804	5.465	201	37
D11-M5-8	29.852	14.110	30.002	3.259	13.198	1.928	0.793	0.170	0.367	1.009	4.685	0.151	0.040	99.564	4.544	5.169	183	40
D11-M5-9	30.211	13.624	29.684	3.246	13.371	2.141	0.964	0.287	0.398	1.033	4.698	0.181	0.038	99.876	4.640	5.278	172	39
D11-M5-10	30.573	14.074	29.937	3.325	13.486	2.092	0.860	0.235	0.334	1.001	4.622	0.174	0.038	100.751	4.554	5.180	172	39
D11-M5-11	30.639	14.361	30.213	3.257	13.035	2.092	0.924	0.275	0.313	0.978	4.316	0.184	0.037	100.625	4.316	4.909	181	42
D11-M10-1	29.629	13.578	28.521	3.135	12.573	2.159	1.368	1.868	1.278	0.806	3.352	0.211	0.033	99.291	3.545	4.032	193	51
D11-M10-2	29.561	14.068	29.468	3.220	12.906	2.049	1.198	1.156	0.413	0.871	4.028	0.194	0.045	99.205	4.091	4.654	229	44
D11-M10-3	29.950	13.820	28.870	3.142	12.687	2.243	1.496	1.955	0.258	0.852	2.980	0.246	0.025	98.525	3.315	3.770	160	54
D11-M10-4	27.133	13.325	27.404	3.010	12.020	2.214	1.696	2.383	1.184	0.812	2.630	0.251	0.022	94.826	3.020	3.435	150	60
D11-M8-1	28.712	13.690	29.468	3.225	13.188	2.219	1.037	0.313	0.679	1.115	5.381	0.218	0.052	99.514	5.348	6.083	203	34
D11-M8-3	30.054	14.381	30.159	3.260	13.045	2.099	0.834	0.234	0.315	1.052	4.757	0.167	0.044	100.401	4.655	5.296	195	39
D11-Ms1	7.208	7.679	18.471	2.139	8.244	1.930	1.475	0.439	1.309	0.827	2.250	0.193	0.023	52.960	2.524	2.871	193	71
D11-M4-1	30.906	11.297	26.064	2.														